

**Erläuterungen
zur Übersichtskarte des Kristallins
im westlichen Mühlviertel und im Sauwald,
Oberösterreich**

1 : 100.000
(Ausgabejahr: 1965)

Von Gerhard Fuchs und Otto Thiele

**Mit Beiträgen von
Werner Fuchs und Susanne Scharbert**

Mit 1 Tafel, 9 Abbildungen und 3 Tabellen

Wien 1968

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT
WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23
DRUCK: BRÜDER HOLLINEK, WIEN

Adresse der Autoren:

Dr. Gerhard Fuchs
Dr. Otto Thiele
Dr. Werner Fuchs
Dr. Susanne Scharbert

Geologische Bundesanstalt
A-1031 Wien III, Rasumofskygasse 23

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Die Autoren sind für Inhalt und Form ihrer Arbeiten verantwortlich.

Redaktion: Prof. Dr. H. Küpper und Dr. G. Woletz.

Inhalt

	Seite
Einleitung	5
Geographisch-geologische Übersicht	5
Zur Geschichte der geologischen Erforschung	7
Die Gesteine	9
I. Kristalline Schiefer	9
1. Schiefergneise (vorvariszisch)	9
2. Jüngere Schiefergneise	11
3. Ältere Ortho- bis Mischgneise	13
4. Zweiglimmergneise, Glimmerschiefer (Zone von Friedberg)	14
5. Tektonische Mischserien entlang von Störungszonen	15
6. Zone von Herzogsdorf	16
II. Variszische Mischgesteine	17
1. Übergangszonen von Schiefergneis zu Perlgneis	17
2. Perlgneis	18
3. Cordieritreiche Migmatite (Typus Wernstein)	20
4. Weitgehend homogenisierter Perlgneis	21
5. Grobkorngneis	24
6. Übergangszonen von Weinsberger Granit in Grobkorngneis	24
7. Gneisgranite und Homogenisierungsprodukte in Zusammenhang mit Granit bzw. Diorit	24
III. Variszische Massengesteine	27
1. Weinsberger Granit	27
2. Diorite	29
3. Engerwitzdorfer Granit	32
4. Schärddinger Granit	32
5. Fein- bis mittelkörnige saure Zweiglimmergranite	34
6. Fein- bis mittelkörnige Granite i. A., Mauthausener Granit	35
7. Titanitfleckengranite	36
8. Hybridzonen im Mauthausener Granit	37
9. Freistädter Granodiorit	37
10. Eisgarner Granit	38
11. Sulzberg-Granit	38
12. Anhang: Ganggesteine etc.	39
Granitporphyre bis Quarzdioritporphyrite	39
Dioritporphyrite und Lamprophyre	40
Aplitkörper	40
Basische Restite im Weinsberger Granit	41
IV. Mylonite und Störungszonen	42
V. Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes — Beitrag von WERNER FUCHS	43
Die Gestaltung des Untergrundes	43

Mesozoische Sedimente	44
Tertiäre Sedimente	45
Pleistozäne Ablagerungen	58
Überblick über die Entwicklungsgeschichte des Kristallins im Mühlviertel und Sauwald	59
Physikalische Altersbestimmungen an Gesteinen des Mühlviertels und des Sauwaldes	62
Die Stellung des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes im variszischen Orogen	64
Nutzbare Mineralien	67
a) Kristallinbereich	67
b) Tertiärbereich	69
Zusammenstellung der chemischen Gesteinsanalysen	71
Diskussion der chemischen Gesteinsanalysen — Beitrag von SUSANNE SCHARBERT	78
Literaturverzeichnis	85
a) Kristallines Grundgebirge	85
b) Tertiär, Quartär, Morphologie	92

Neben den Titeln der einzelnen Abschnitte sind die Anfangsbuchstaben der Autorennamen in Klammern gesetzt.

Einleitung (Fu)

Abgesehen vom Blatt Linz-Eferding der Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, das von J. SCHADLER in den dreißiger Jahren aufgenommen worden war, fehlten bisher vom Kristallin des nördlichen Oberösterreich moderne geologische Karten. Es erwuchs daher der Wunsch, möglichst rasch diese Lücke in der geologischen Kenntnis Österreichs zu schließen. Eine Karte im Maßstab 1 : 100.000 sollte die wesentlichen Züge des Baues dieser Gebiete in übersichtlicher Form darstellen. Nur einer Arbeitsgruppe war es möglich, im Verlauf weniger Jahre die für die Karte nötigen geologischen Aufnahmen durchzuführen. Die Gebietsaufteilung an die einzelnen Bearbeiter — G. FRASL, G. FUCHS, H. KURZWEIL, O. THIELE, K. und E. VOHRZYKA und E. ZIRKL — zeigt der auf der Karte angegebene Verteiler. Veröffentlichte und unveröffentlichte Aufnahmen wurden, soweit vorhanden, berücksichtigt und miteingebaut.

Für weite Teile des dargestellten Gebietes gab es aber nur wenig geologische Hinweise aus älterer Literatur, so daß es sich dort um eine Erstaufnahme handelte. Es erwies sich dabei häufig als notwendig, sehr detailliert zu kartieren, um zu einem Verständnis der örtlich recht verworrenen Verhältnisse zu gelangen. Erst dadurch wurde eine übersichtliche Darstellung des Baues möglich, wobei die zugrunde liegenden Details dem Maßstab der Karte entsprechend in dieser nur beschränkt zur Geltung kommen.

Es ist das Ziel dieser Karte, einen Überblick über die Verteilung der am Aufbau des Mühlviertels und des Sauwaldes beteiligten Gesteine zu geben sowie die wesentlichen strukturellen Züge darzustellen. Möge die Karte so dem Techniker bei seinen Planungen eine erste Information bieten sowie dem Agrar- und Forstmann eine Grundlage bei seiner Arbeit sein. Möge sie im Schulbetrieb ihren Platz finden und dem naturliebenden Menschen helfen, verständigen Auges über die Höhen des Mühlviertels zu wandern.

Geographisch-geologische Übersicht (Fu)

Der behandelte Raum umfaßt den Großteil des Anteiles, den Oberösterreich am Kristallin der Böhmischen Masse hat. Nur die östlichsten Gebiete, nahe der niederösterreichischen Grenze, konnten in der Karte nicht Aufnahme finden. Sie werden in ähnlicher Weise gemeinsam mit dem angrenzenden Waldviertel dargestellt werden.

Die ausgedehntesten Gebiete des Kristallins liegen nördlich der Donau (Mühlviertel). Nur an wenigen Stellen überschreitet das Kristallin die Donau: in dem zwischen Schärding und Eferding gelegenen Sauwald und im wesentlich kleineren Bereich des Kürnberger Waldes zwischen Wilhering und Linz.

Die höchsten Erhebungen befinden sich im äußersten Nordwesten, an der österreichisch-tschechoslowakischen Grenze, im Böhmer Wald: Plöckenstein (1378 m), Hochfichtel B. (1337 m) und Bärenstein (1076 m) sind die bedeutendsten Gipfel. Von ihnen öffnet sich ein weiter Ausblick in die Senke der Moldau

im Norden und über die unzähligen Bergkulissen des Mühlviertels hinweg bis zu den Alpengipfeln im Süden. Mit seinen weitgespannten, von Hochwald bestandenen Höhen und seinen wenig gegliederten Hängen, mit denen er zur Senke der Großen Mühl abfällt, stellt der Böhmer Wald einen eigenen Landschaftstyp dar.

Im Abschnitt zwischen Aigen und Helfenberg zeigt der vom Böhmer Wald fortsetzende Kamm geringere Höhe. Auf ihm finden sich auch hie und da kleinere Ortschaften (St. Stefan a. W. u. a.).

Der Sternwald bildet wieder einen markanten Bergzug mit dem Sternstein (1125 m) als höchsten Gipfel. Östlich der Rodl, in dem zwischen Leonfelden und Freistadt gelegenen Gebiet, finden sich keine bedeutenden Erhebungen mehr.

Die beschriebene Zone des Böhmer Waldes wird im Südwesten von einer tektonisch durch die Pfahlstörung vorgezeichneten Tallandschaft begrenzt. Von Breitenberg (an der bayerischen Grenze) bis Haslach wird diese von der Großen Mühl durchflossen. Von Haslach bis in das Gebiet von Helfenberg fließt in ihr die Steinernen Mühl. Die Pfahlstörung streicht von hier etwas schwächer ausgeprägt über Waxenberg bis ins Tal der Großen Rodl, während am Fuß des Sternwaldes eine andere, ziemlich versumpfte Senke eingetieft ist.

Südwestlich dieser Tallandschaften dehnt sich ein abwechslungsreiches Berg- und Hügelland aus. Hier fehlen die geschlossenen Waldgebiete des Böhmer Waldes. Waldgruppen, Felder und einzelstehende burgartige Bauernhöfe ergeben ein buntes Landschaftsbild. Der Ameis Berg (940 m), die Berge von Peilstein (872 m), der Haus Berg (850 m) und Schallen Berg (950 m) seien als bedeutendste Erhebungen genannt; jenseits des Rodl-Tals, das einer tiefgreifenden und morphologisch ausgeprägten Querstörung folgt, der Lichtenberg (926 m).

Gegen Süden, gegen die Donau zu, wird die Landschaft weitgespannter und verflacht zu einer gewellten Hochfläche. Die von Norden zur Donau fließenden Flüsse haben sich cannonartig in diese eingeschnitten.

Die bedeutendsten Flüsse des Mühlviertels sind von Westen nach Osten: Ranna, Kleine und Große Mühl, Pesenbach, Große Rodl, Gusen und Feld Aist.

Das zwischen Passau und Aschach tief eingeschnittene und zum Teil einer altangelegten Störungszone folgende Donautal zählt zu den landschaftlich reizvollsten Abschnitten dieses Stromes. Es trennt Mühlviertel und Sauwald.

Letzterer entspricht landschaftlich weitgehend dem Mühlviertel. Hat man den steilen bewaldeten Abfall zur Donau hinter sich, so befindet man sich in einer reifen, weitgespannten Hügellandschaft mit Erhebungen bis über 700 m (Haugstein, 876 m, Kohl Berg, 768 m). Daneben finden sich jedoch auch größere Ebenheiten um das 500-m-Niveau, auf welchen stellenweise recht ausgedehnte und mächtige (alttertiäre?) Schottermassen zur Ablagerung gelangten.

Den Südrand des Sauwaldes bildet die jungtertiäre Molassezone. Sie dringt in zahlreichen Buchten, deren größte das sogenannte Taufkirchner Becken ist, in das kristalline Grundgebirge ein.

Zwischen Eferding und Ottensheim greift die Molassezone auf das Gebiet nördlich der Donau über, westlich von Linz reicht das Kristallin im Kürnberger Wald wieder über die Donau nach Süden.

Im Bereich östlich von Linz bis in die Gegend von Mauthausen ist das Kristallin stark von Tertiär und Quartär bedeckt, was seine klare Abgrenzung oft sehr erschwert. Im Gebiet des Gallneukirchner Beckens sind entlang einer markanten Störung Ablagerungen des tertiären Molassemeeres weit in den Kristallinbereich vorgedrungen. Morphologisch zeichnet sich der Ablagerungsraum dieser jüngeren Sedimente durch relativ geringe Höhenlagen und sanftwellige Landschaftsformen aus.

Zur Geschichte der geologischen Erforschung (Th)

Die ersten systematischen Übersichtsbegehungen unseres Kartenbereiches stammen aus den Gründerjahren der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. Sie stehen im Anschluß an die Arbeiten der alten bayerischen Forscher C. W. GÜMBEL, WALTJ und WINEBERGER. Der südlich der Donau gelegene Kristallinanteil wurde im wesentlichen von F. v. HAUER, das Gebiet nördlich der Donau in der Hauptsache von C. PETERS bearbeitet. Der östlichste Streifen jenseits des Meridians $14^{\circ} 30'$ fällt in das Arbeitsgebiet von M. V. LIPOLD. Die Aufnahmeergebnisse wurden in handkolorierten Manuskriptkarten im Maßstab 1 : 75.000 zusammengefaßt. Die Kartendarstellung des Kristallingebietes beschränkt sich im wesentlichen auf die Trennung von Granit- und Gneisgebieten, lediglich einige hornblendeführende Mischgesteinstypen wurden als „Syenite“ abgesondert und der Granit von Schärding — dem Vorgange GÜMBELS folgend — als eigene Granitart („Waldlagergranit“) verzeichnet. — In seinen Schriften unterscheidet jedoch auch schon PETERS (1852, 1853), um nur die wichtigsten Ergebnisse hervorzuheben, aus dem Gebiet nördlich der Donau drei Varietäten von Granit: einen unregelmäßig grobkörnigen mit großen Kalifeldspateinsprenglingen; einen feinkörnigeren, jüngeren, welcher die erste Varietät oft gangförmig durchsetzt; die dritte Varietät umfaßt helle Ganggranite. Den Granit vom Böhmerwald (vom Plöckenstein, also den heutigen „Eisgarner Granit“) faßt er als Abart der ersten Varietät auf, vermerkt jedoch bereits seine wesentlichen Kennzeichen (grobkörnig, zweiglimmerig, platte Kalifeldspatzwillinge). Auch betont bereits PETERS (1853) die „häufigen Übergänge des Gneises in den unregelmässig grobkörnigen häufig porphyrtartigen Granit (1. Varietät). . . . Wäre in demselben eine ganz unregelmässige körnige Structur nicht bei weitem vorwaltend, wäre seine Hauptmasse nicht wahrer Granit, man müßte an vielen Punkten sich versucht finden, einen Theil desselben als ‚grossaugigen‘ Gneiss in die krystallinischen Schiefer, denen er in der That äquivalent ist, einzubeziehen“. — Über das Gebiet südlich der Donau gibt F. v. HAUER (1857) eine kurze Übersicht sowie einige Detailangaben.

In der Folgezeit machte sich vor allem H. COMMENDA (1884, 1900, 1904) um die geognostische Erforschung und Beschreibung des Mühlviertels (und Oberösterreichs überhaupt) verdient, in seinen Arbeiten sind zahlreiche heute noch nützliche Angaben bezüglich Alter, z. T. längst verbrochener und vergessener Bergbaue und anderer Minerallagerstätten zu finden.

In die Zeit um die Jahrhundertwende fallen auch die ersten Linzer Arbeiten H. V. GRABERS (1902, 1903), der später einer der rührigsten Durchforscher des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes werden sollte. Er wies schon damals darauf hin, daß die großen Talzüge im Mühlviertel nicht in klaffenden Spalten, sondern in Flaser- und Verschieferungszonen angelegt worden seien (Haseltal, Rodl, Pfahlzone, Donau) und z. B. die Donau einst, einer WNW-ESE-streichenden Verruschelungszone folgend, von Schlögen über den Fattinger Sattel ins Eferdinger Becken floß. — Aus derselben Zeit stammen auch einige Detailangaben sowie genetische Deutungsversuche über Cordieritgesteine im Raume von Linz von R. HANDMANN (1902, 1904, 1906).

Unter den neueren Kristallinarbeiten, die unser Kartenblatt betreffen, sind neben A. TILL (Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell, 1913) vor allem H. V. GRABER, F. H. GRUBER, G. HORNINGER, E. F. MAROSCHEK, J. SCHADLER, L. WALDMANN und F. WIESER zu nennen. Die Arbeiten dieser Forscher bildeten nicht nur die Grundlage, auf die wir uns bei der Inangriffnahme unserer neuen Kartierungsarbeiten stützen, sondern lieferten auch zahlreiche Bausteine, die wir bei unserer Übersichtsdarstellung verwenden konnten.

Die bedeutendsten Fortschritte in der geologischen Kenntnis des Mühlviertels und des Sauwaldes verdanken wir H. V. GRABER (1926—1936, 1956). Es stellte sich heraus, daß die kristallinen Schiefer am Aufbau des Mühlviertels weit mehr beteiligt sind, als nach den Aufnahmen von C. PETERS zu erwarten war. — Unter den Tiefengesteinen unterschied GRABER dem Alter nach: die Diorite, den Kristall-(Weinsberger)Granit, die Gruppe des Mauthausener, Schärdinger und Weißgranits und endlich den Eisgarner Granit. Besonders hat er sich mit den Mischgesteinen beschäftigt, jedem Granit-Haupttypus wies er eine bezeichnende Form von Perl- und Körnelgneisen zu. Im Bereich des Kristall-(Weinsberger) Granits entwickelten sich vor allem gröberkörnige porphyrische, kalifeldspatführende Mischformen, bei Beeinflussung von Amphiboliten „Redwitzite“, wie er die titanitreichen Mischgneise mit Hornblende und Biotit nannte. Diesen Typen stellte er die „Mauthausener Perl- und Körnelgneise“ gegenüber, gleichmäßig mittelkörnige Mischgesteine mit Oligoklas-Vorherrschaft. Aus Amphiboliten bildeten sich unter Einfluß des Mauthausener Granites Titanitfleckengesteine. — Von den großen Störungszonen bearbeitete GRABER vor allem die Pfahllinie und den „herzynischen Donaubruch“ und verteidigte, zusammen mit L. KÖLBL (1925) und F. E. SUSS (1925), lange Zeit das rein jugendliche Alter dieser Störungen gegen die entgegengesetzten Ansichten der Bearbeiter der bayerischen Grenzgebiete (CLOOS, 1923, 1926 u. a.). Später (1932) ließ sich GRABER offenbar von der Richtigkeit der Annahme altangelegter Störungszonen an der Pfahl- und Donaulinie überzeugen.

Die Arbeit F. H. GRUBERS (1930) bringt weitere Angaben über den Gesteinsbestand des Gebietes um und nördlich von Linz sowie den interessanten Versuch einer relativen Altersgliederung der Störungszonen vom Haselgraben, der Rodl und des Pfahls (Rodlstörung jünger als Haselgrabenstörung, Pfahl jünger als Rodlstörung).

Von E. F. MAROSCHEK (1933) stammt die erste umfassende petrographische Durcharbeitung des Granits von Mauthausen sowie die erste brauchbare chemische Analyse des Kristall-(Weinsberger)Granits von der Lokalität Schwertberg. — Ein Gegenstück dazu ist die sorgfältige Bearbeitung des Schärddinger Granits und der nördlich an ihn anschließenden cordieritreichen Mischgesteine („Flasergranit“) von G. HORNINGER (1936).

Die erste detaillierte geologische Kartierung eines Teilgebietes unseres Kartenblattes wurde von J. SCHADLER 1935—1938 durchgeführt. Ihr Extrakt ist die 1952 erschienene Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Linz und Eferding, welche mit einigen Abänderungen und leider notwendig gewordenen Vereinfachungen in unsere Übersichtsdarstellung aufgenommen wurde.

Zuletzt sollen die zusammenfassenden Darstellungen in F. X. SCHAFFERS „Geologie von Österreich“ von L. WALDMANN (1942, 1951) hervorgehoben werden, welcher sich auf die vorhandene Literatur, auf den persönlichen Kontakt und Gedankenaustausch mit den meisten bedeutenden österreichischen Grundgebirgsforschern und vor allem auf seine jahrzehntelangen geologischen und petrographischen Arbeiten im außeralpinen Grundgebirge Österreichs und der nördlichen Nachbargebiete stützt.

Bezüglich der zahlreichen, in dieser gedrängten historischen Übersicht unberücksichtigt gebliebenen geologischen und petrographischen Spezialarbeiten, insbesondere jener aus den Fachrichtungen Tertiär und Morphologie, von denen hier nicht einmal die wichtigsten erwähnt wurden, verweisen wir auf das Literaturverzeichnis.

Die Gesteine

I. Kristalline Schiefer

1. Schiefergneise (vorvariszisch) (Fu, Th)

Im Norden unseres Kartenblattes wurde unter dieser Bezeichnung ein Paragesteinskomplex ausgeschieden, der sich aus dunklen, grauen, violetten und bräunlichen, mitunter feinkörnigen, meist aber mittelkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen und schuppigen Zweiglimmergneisen aufbaut. Diese meist zeilig-lagig strukturierten Gesteine lassen auf den s-Flächen häufig in B eingeregelt Sillimanitflecken erkennen. Cordierit bildet grünliche, am besten im Querbruch sichtbare Flecken. Er ist aber häufig in ein feinfilziges Hellglimmergemenge umgewandelt. Granat tritt im Vergleich zu Sillimanit und Cordierit weniger hervor.

Graue, fettigglänzende Quarztlagen sowie Bänder und Schollen von grünlich- bis bläulichgrauem, feinkörnigem Kalksilikatfels sind verbreitet. Amphibolit konnte jedoch nur sehr selten und in nicht kartierbarer Ausdehnung beobachtet werden.

U. d. M. erweist sich der Plagioklas der Gneise als meist basischer Oligoklas. Er stellt zusammen mit Quarz die helle Komponente. Kalifeldspat tritt sehr selten und in unbedeutender

Menge auf. Biotit überwiegt meist über Muskovit. Cordierit, Sillimanit, seltener Granat und sehr selten Korund sind Übergengenteile. Nebengengenteile sind Apatit, Zirkon, Titanit, Erz und Rutil (Sagenit in Biotit). Sekundärer Entstehung sind Chlorit (meist Pennin) und Serizit.

In den Kalksilikatgesteinen schwankt der Anorthitgehalt der Plagioklase in weiten Grenzen (34—80% An). Plagioklas, Quarz und blasser bis farbloser Pyroxen bilden ein Pflaster. Vereinzelt findet sich außerdem ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Mikroklin. Biotit, Hornblende, Zoisit, Granat, Apatit, Erz und Zirkon treten hingegen mengenmäßig stark zurück.

Der zeilig-lagige Charakter des Paragneis-Komplexes, der wohl auf die sedimentäre Schichtung zurückgeht, ist sehr typisch. Er wird bei der später zu beschreibenden Perlgneisbildung undeutlich und geht allmählich verloren, die Gesteine werden dabei massiger, homogener.

Die beschriebenen Gesteine haben ihre größte Verbreitung im Böhmer Wald (Schwarzenberg-Holzschlag und E vom Bärenstein). Kleinere Vorkommen finden sich um Haslach, bei Lang-Zwettl und südlich Rainbach. (Fu)

Südlich der Donau finden sich im Sauwald im Bereich um Hackendorf, östlich von Kopfung, nordöstlich und östlich von Kößldorf, am Hochbuch und südlich von Passau Vorkommen von vorvariszischen Metamorphiten. Ihre Grenzen zu den sie umgebenden variszischen Mischgesteinen (Perlgneisen) sind unscharf, sie gehen randlich in diese über. Zufolge der relativ geringen Ausdehnung dieser Vorkommen ist die Beeinflussung durch die variszische Metamorphose und regionale Anatexis stärker als bei den Schiefergneisen des nördlichen Mühlviertels. Ihr Mineralbestand, der sich im Charakter deutlich von dem der variszischen Metamorphite und Mischgesteine unterscheidet, weist jedoch hier wie dort auf eine ältere katazonale Metamorphose hin.

Vorherrschend sind sehr tonerereiche Gesteinsarten wie Granat-Sillimanit-Cordieritgneise, granat- und cordieritführende Sillimanit-Glimmerschiefer bis Cordierit-Sillimanitschiefer; seltener sind kieselsäurereiche Typen wie quarzreiche Cordieritgneise oder granatführende Biotitquarzite. Mitunter finden sich (SSW Kößldorf, N Aschenberg und NE Peuerbach) Augitmarmore und Erlane; östlich von Hackendorf und östlich von Ingling wurden auch hornblende- und pyroxenreiche Basite gefunden, welche zum Teil magmatischer Herkunft sein mögen. Zu erwähnen sind weiters zwei kleine Marmorvorkommen, eines bei Grinzing (NNE Schardenberg), ein zweites bei Gaisbuchen. Gegen die umgebenden anatektischen Perlgneise zeigen sie schöne Kontakterscheinungen mit Grossular-Granat, diopsidischem Augit und Zoisit, in Gaisbuchen auch Wollastonit, Vesuvian und Brucit.

In den Granat-Sillimanit-Cordieritgneisen überwiegt oft der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas. Der Cordierit ist xenomorph, oft ausgesprochen zwickelfüllend und meist reich an Sillimaniteinschlüssen. Der Granat ist hingegen fast stets idiomorph, klar und einschlusslos. Um größere Granatkörner findet sich meist ein deutlich abgegrenzter sillimanitfreier Hof. Zusammen mit Sillimanit lassen sich fast immer Korngruppen von grünem Spinell (Hercynit) beobachten. An manchen Stellen findet sich — abgesehen von einer mitunter auftretenden, im Schlibbild deutlich erkennbaren Hellglimmer-Neubildung — neben Biotit auch Muskovit, der ein ursprünglicher Bestandteil dieser Metamorphose zu sein scheint. Er tritt nicht nur zusammen mit Cordierit, Sillimanit und Granat, sondern sogar mit Quarz-Mikroklin-Sillimanit-Cordierit-Granat vergesellschaftet auf. — In den hornblendeführenden Gesteinen ist die Farbe der Amphibole gelb bis braun. Auch in den (seltenen) Ultrabasiten überwiegt meist die stets bräunliche Hornblende gegenüber blaßgrünlichem Pyroxen und Olivin (daneben Plagioklas und Spinell).

Die Mineralvergesellschaftung der „alten Schiefergneise“ weist also auf Bildungsbedingungen hin, welche etwa der sillimanite-almantine-orthoclase subfacies der almandine-amphibole facies TURNER-VERHOOGENS (1960) entsprechen, wobei jedoch die Cordieritführung auf mäßige Bildungsdrucke schließen läßt. H. G. F. WINKLER (1965) hat für ähnliche Paragenesen jüngst eine eigene Faziesreihe — den „Abukuma Typ“ — aufgestellt. Nach seiner Nomenklatur handelt es sich etwa um die Sillimanit-Cordierit-Orthoklas-Almandin-Subfazies der Cordierit-Amphibolitfazies. — Eine gewisse Schwierigkeit besteht lediglich bezüglich des Auftretens des Muskovits. Er sollte sich bei einer so hochtemperierten Metamorphose bereits unter Reaktion mit Quarz (bzw. Quarz und Biotit) in Orthoklas + Sillimanit (bzw. Orthoklas + Cordierit + Sillimanit) umgewandelt haben. Wir müssen also im Falle einer primären Muskovitführung doch einen etwas niedriger temperierten Metamorphosebereich — etwa entsprechend der Sillimanit-Cordierit-Muskovit-Almandin-Subfazies WINKLERS — in Betracht ziehen.

Wie schon aus dem Vorhergesagten folgt, wird von uns angenommen, daß die Bildung des Cordierits auch bereits der ursprünglichen, vorvariszischen Metamorphose eigen ist und nicht etwa, wie frühere Autoren meinten, erst im Zusammenhang mit dem Aufdringen der variszischen Tiefengesteine erfolgte. In variszischer Zeit kommt es allerdings im Zuge der regionalen Aufheizung und partiellen Aufschmelzung der alten Gesteinsbestände zu einer erneuten Cordieritbildung, doch unterscheiden sich die jüngeren, variszisch gebildeten Cordierite deutlich von den xenomorphen, an Sillimanit- und Spinelleinschlüssen reichen Cordieriten der älteren Gesteine. — Wir kommen später darauf zurück.

Auch im Sauwald unterscheidet sich der Altbestand nicht nur in seinen Mineralparagenesen, sondern auch in struktureller Hinsicht wesentlich von den variszisch gebildeten Gesteinsmassen. Die „alten Gneise“ sind stets sehr intensiv verfaltet, ja oft gefältelt bis hinab in den Mikrogefüge-Bereich. Der Charakter der Faltung erinnert oft stark an ptygmatische Formen. Die dem Altbestand eigenen Faltenachsen verlaufen vorzugsweise SSW-NNE, also quer (annähernd senkrecht) zur jüngeren, in variszischer Zeit geprägten hercynischen WNW-ESE-Streich- und Achsenrichtung. Im Westen, etwa im Einzugsbereich des Inn, wo sogar die Grenzlinien dieser Gesteine zum Teil noch annähernd die alte Richtung nachzeichnen, finden sich noch flache NNE-SSW-Achsen. Hier hat sich die variszische Durchbewegung anscheinend weniger ausgewirkt. Im Mittelteil (Aufschlüsse S Unter Harmannsedt und am Güterweg zwischen Ebertsberg und Langendorf) weisen NNE- bis SSW-fallende Steilachsen auf eine Rotation um die jüngere WNW-ESE-Achse hin. Weiter im Osten (bei Hackendorf) sind die alten Gneise schon stärker in die hercynische Richtung eingeschichtet (vgl. Abb. 1). (Th)

2. Jüngere Schiefergneise (Th)

Ein entlang des Donautales auf unserer Karte ebenfalls mit der dunkelbraunen Signatur eingetragener Schiefergneiszug muß gesondert behandelt werden. Er unterscheidet sich sowohl durch seinen mesozonalen Mineralbestand als auch durch seinen Verformungstypus deutlich von den katazonal gebildeten Metamorphiten, die wir als vorvariszischen Altbestand ansprechen konnten.

Die betreffenden Gesteine sind vor allem im Gehänge nördlich der Donau zwischen Jochenstein und Haichenbach aufgeschlossen, von dort ziehen sie weiter ins Tal des Adler Baches. Wie aus Proben, welche dem Bearbeiter freundlicherweise von der Österr. Donaukraftwerke A. G. zugänglich gemacht wurden, hervorgeht, steht auch das Kraftwerk Jochenstein in der Hauptsache auf diesen Gesteinen.

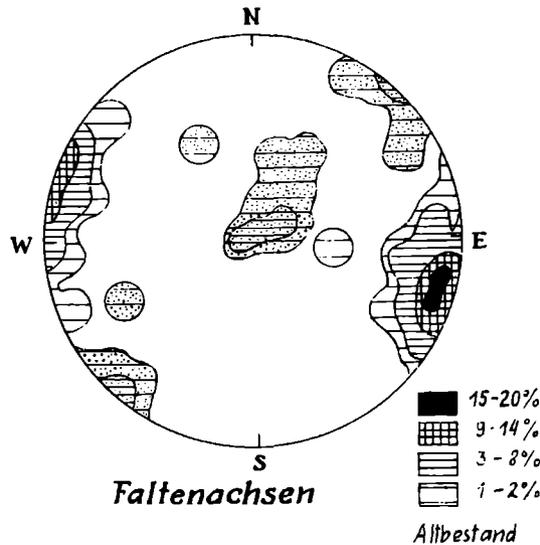


Abb. 1: 67-B- und Faltenachsen aus dem Sauwald. (Aus THIELE, 1962.)

Es handelt sich vor allem um biotit- und hornblendeführende Lagen- und Bändergneise mit amphibolitischen Lagen und zwischengeschalteten altersunsicheren granitischen Gneisen, Aplitgneisen und Pegmatoiden. Stellenweise (im Donauebett bei Jochenstein) fand sich auch Serpentin, Marmor, Opicalcit und Kalksilikatfels. (Das bekannte, auf bayerischem Gebiet befindliche Marmor- und Opicalcitvorkommen von Oberzell [Fundort des „Eozoon bavaricum“] befindet sich ebenfalls in dieser Zone.) — Die ganze Serie ist intensiv alpinotyp verfaltet, stellenweise auch diaphthorisiert und mylonitisiert.

Besonders charakteristisch sind sehr feinkörnige, feinelagige Gneise mit rhythmischem Wechsel von violettgrauen (= biotitreichen), grünen (= hornblende-reichen), hellen (= quarzreichen) und mitunter gelblichen (= klinozoisit- und epidotführenden) Lagen. Sie sind sehr hart, z. T. splitterig brechend, und werden an der großen Straßenkehre zwischen Nieder Ranna und Rannariedel in einem Bruch für Straßenschotter gewonnen. J. SCHADLER hat diese Gesteine auf seiner Geologischen Spezialkarte Linz-Eferding als „Bänder-Hartschiefer“ ausgeschieden, also einen Namen verwendet, der für Mylonisationsprodukte eingeführt ist (vgl. auch H. V. GRABER, 1956). Die Dünnschliffbefunde (post-deformative gemeine Hornblende und Biotit) widersprechen jedoch dieser Auffassung.

Charakteristische Mineralparagenesen sind: Quarz-Plagioklas-Biotit (\pm Mikroklin), Plagioklas-Hornblende-Augit (+ Quarz + Titanit), Hornblende-Biotit (+ Plagioklas). — In gefalteten Lagengneisen werden Kleinfalten mitunter von unversehrter, subidiomorpher grüner Hornblende abgebildet (Kristallisation überdauernde alpinotype Tektonik).

Der Serpentin von der Baustelle Jochenstein (Turbine 5) erwies sich u. d. M. als ehemaliger Peridotit (stellenweise noch erkennbare unvollkommen serpentinierte Olivinrelikte, vereinzelte größere, \pm serpentinierte Diallagkörner, accessorisch: Erz und brauner Spinell). Im Opicalcit (Jochenstein, Pumpensumpf 3) fand sich Serpentin z. T. in strahligen Aggregaten den Calcit

durchwachsend, z. T. aber in wohlbegrenzten rundlichen Durchschnitten mit Maschenstruktur (daneben auch vereinzelt, fast frische, schwach serpentinierte Olivinkörner!). Vom selben Fundort stammt auch ein fein- bis mittelkörniger poikiloblastisch struierter Kalksilikatfels mit Klinozoisit, Pyroxen (z. T. Diallag) und Calcit (+ Titanit, Epidot, Quarz und Wollastonit) sowie ein mittel- bis grobkörniger Granat-Pyroxen-Wollastonitfels mit subidiomorphem blaßbräunlichem Pyroxen, grob xenomorphem einschlußreichem Granat und stengelig-strahligem Wollastonit (+ wenig Calcit, Klinozoisit, Titanit).

Nach ihren Mineralparagenesen zu schließen bildeten sich also vorliegende Schiefergneise in niederer temperierten Bereichen der Almandin-Amphibolitfazies. Relikte einer höher temperierten Metamorphose, die etwa jener des Altbestandes entsprechen würde, konnten nicht gefunden werden.

Von besonderer Bedeutung sind auch die strukturellen Eigenheiten dieser Gesteinsserie: Die B-Lineationen und Faltenachsen der alpinotyp verformten Gesteine verlaufen streng in der herzynischen Richtung: WNW-ESE, pendelnd um die Horizontale. — Auch im Achsenplan sind keinerlei Relikte eines eventuellen älteren Verformungsaktes zu bemerken. Es ist also anzunehmen, daß diese Gesteinsserie erstmals in der variszischen Gebirgsbildung metamorphosiert und verformt worden ist, dementsprechend ist für sie auch ein gegenüber dem vorvariszischen Altbestand jüngerer geologischer Alter wahrscheinlich. Vermutlich handelt es sich um metamorphes Paläozoikum oder Algonkium.

Der gleichen Gesteinsserie gehören wahrscheinlich auch die Schiefergneise nordöstlich Zwettl a. d. Rodl an.

3. Ältere Ortho- bis Mischgneise (Fu)

Diese interessanten Gesteine bauen auf tschechischem Gebiet größere Flächen auf, im österreichischen Anteil des Böhmer Waldes fanden sie sich nur an zwei Stellen: NNE vom Bärenstein (am Schwemmkanal) und bei Holzschlag.

Es sind sehr helle, graue bis bläuliche Gesteine mit meist sehr straffem Lineargefüge. Im Querbruch zeigt der recht glimmerarme Gneis ganz feine Glimmer-Sillimanitsträhne, die intensive Feinfältelung und s-parallele Zerschneidung erkennen lassen. Bei Holzschlag fanden sich auch vereinzelt massigere, schwächer vergneiste Partien.

U. d. M. erkennt man ein granoblastisches Gemenge von Albit bis Oligoklasalbit, deutlich gittertem perthitischen Mikroklin und Quarz. Häufig feinschuppiger Muskovit, Biotit, Sillimanit und Granat bilden keine zusammenhängenden Züge, sie treten in Schmitzen und Linsen auf. Zirkon, Apatit und Erz sind Nebengemengteile. Chlorit ist jüngerer Entstehung.

Der Mineralbestand spricht ebenso wie die an der Straße ESE Holzschlag zu beobachtende konkordante Wechsellagerung mit den begleitenden Paragneisen für eine Zusammengehörigkeit dieser Gesteine. Es fanden sich in dem genannten Gebiet rotierte, steil SSW-einfallende B-Achsen, welche den variszisch gebildeten Gesteinen fremd sind. Dies sowie der stark durchbewegte Charakter des Gesteins, ausgeheilte Zerschneidungen u. a. sprechen eindeutig dafür, daß diese Ortho- bis Mischgneise in einer vorvariszischen Orogenese entstanden sind und mit dem Schiefergneiskomplex eine Einheit bilden gegenüber den jüngeren, variszisch geprägten Gesteinen. Die leukokraten Gneise entsprechen, wie wir bei der derzeitigen Kartierung des Waldviertels ohne Zweifel feststellen konnten, dem

Gföhler Gneis des östlichen Moldanubikums. (Auch V. H. GRABER, 1936, 1956, erwähnte bereits Gföhler Gneis aus dem Böhmer Wald.)

Vereinzelt waren migmatische Partien von geringer Ausdehnung in den Schiefergneisen zu beobachten. Sie fanden sich oft weit entfernt von den Orthogneisen, es ist folglich keine räumliche Abhängigkeit von diesen zu erkennen. Sie gehören aber sicher dem vorvariszischen Grundgebirge an.

4. Zweiglimmergneise, Glimmerschiefer (Zone von Friedberg)

Diese Gesteine sind im Norden unseres Kartenblattes jenseits der tschechoslowakischen Grenze entwickelt und konnten von den Autoren nicht studiert werden. Es sei daher eine freie Übersetzung des Kapitels „The Kaplice mica-schists“ von O. KODYM jun. aus J. SVOBODAS „Regional Geology of Czechoslovakia“ (1966) angeführt.

Der Begriff Kaplitzer Glimmerschiefer (O. KODYM sen., 1954) wird zur Bezeichnung einer Zone von Glimmerschiefern und Zweiglimmergneisen (L. ZELLENKA, 1926, L. WALDMANN, 1930) verwendet, welche sich von Frymburk im Böhmer Wald bis in die Nähe von Borovany, SE von Ceske Budejovice, erstreckt. Im Südwesten und Süden grenzt sie an den „Moldanubischen Pluton“ (an Eisgarner und Weinsberger Granit), welcher auch einen Teil ihrer östlichen Grenze bildet (hier Granit vom Typus Mauthausen). Die übrige Ostgrenze wird vom „Kaplitzer Bruch“ gebildet, welcher zum Bruch-System des Blanitzer Grabens zählt. Lediglich im Norden grenzen die Glimmerschiefer an Gneise, gegen welche eine etwa 1 km breite Übergangszone mit Muskovit-Biotit-Injektionsgneisen entwickelt ist.

Die Zusammensetzung der Ausgangsgesteine der Kaplitzer Glimmerschiefer entspricht einer flyschartigen Serie, einer Wechsellagerung von ziemlich glimmerigen pelitischen und mehr quarzhaltigen sandigen Lagen von einigen Zentimetern bis Metern Mächtigkeit. An manchen Stellen kann innerhalb einzelner Schichten ein allmählicher Übergang in der Mineralzusammensetzung beobachtet werden, welcher auf die Zunahme des ursprünglichen pelitischen Materials zurückzuführen ist. Ausnahmsweise kommen Zwischenlagen von Quarziten, Erlanen und Graphitschiefer vor; ebenso gering ist der Anteil an Orthogneisen, auf den L. WALDMANN (1932) hinweist.

Vom petrographischen Gesichtspunkt aus handelt es sich um fein- bis mittelkörnige Gesteine mit der Mineralvergesellschaftung Biotit, Muskovit, Quarz, saurer Plagioklas, \pm Turmalin, \pm Sillimanit, \pm Andalusit, \pm Staurolith, \pm Disthen und \pm Granat. Entsprechende Vergesellschaftungen finden sich an der Glimmerschiefer-Gneis-Grenze. Sillimanit tritt vor allem nahe der Grenze zu den Gneisen auf und in „kontaktmetamorphen“ Teilen von Glimmerschiefern.

In den Glimmerschiefern finden sich häufig in Linsen und konkordanten Adern Quarzausscheidungen, stellenweise mit Andalusit, und in geringerem Ausmaß pegmatitische Linsen und Gänge von einigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit. Die zumeist der Schichtung entsprechende Schieferung zeigt meistens ein mäßiges Einfallen gegen Norden; Falten in cm- bis m-Dimension finden sich nur ausnahmsweise und sind meist gegen Norden weisend. Die Lineation (zumeist

konform mit den Faltenachsen) fällt mit mäßigem Winkel gegen W. Im Charakter der Faltung und in der Orientierung der s-Flächen und B-Achsen heben sich die Glimmerschiefer deutlich von den weiter im Norden gelegenen Gneisen ab. Nach der gegenwärtigen Auffassung (O. KODYM jun.) ist der Übergang der Glimmerschiefer zu den Gneisen in der Hauptsache kontinuierlich, jedoch kompliziert durch meist synmetamorphe Längsbrüche von geringerer Bedeutung.

5. Tektonische Mischserien entlang von Störungszonen (Fu)

Die so bezeichneten Gesteinsvergesellschaftungen finden sich in zwei Zonen: Im Zusammenhang mit der Pfahlstörung und an der Donau-Störung.

Die nördliche Zone beginnt bei St. Oswald bei Haslach und streicht in ansehnlicher Breite über Hörleinsöd, Immenschlag, Afiesl bis in die Gegend von Weißenbach, wo sie vorübergehend auskeilt. Östlich von Weißenbach zieht sie durch die südlich des Sternwaldes gelegene Senke in Richtung Leonfelden weiter.

Ohne daß eine kartenmäßige Unterscheidung möglich wäre, wechseln in bunter Folge Perlgneis, Grobkorngneis, Weinsberger Granit und Schiefergneis; sämtliche Gesteine zeigen Spuren starker Durchbewegung.

Mengenmäßig überwiegt Perlgneis, ein bräunlich- bis violettgraues Gestein. In der durch tektonische Kornzerkleinerung feinkörnig gewordenen Grundmasse liegen rundliche Porphyroklasten von Feldspat und (weniger häufig) grünliche Körner von pinitisiertem Cordierit. Ähnliche tektonische Veränderungen zeigen die Grobkorngneise und der Weinsberger Granit, die Feldspatporphyroklasten sind aber entsprechend dem Ausgangsmaterial größer. Ein Teil der Schiefergneise, vor allem die feinkörnigen, dünnbänderigen Typen, sind Produkte mechanischer Kornzertrümmerung (Mylonitisation). In den nördlichen Teilen der Zone, z. B. im Bereich von Afiesl, finden sich jedoch auch echte cordierit- und sillimanitführende Schiefergneise. Diese grobschuppigen Gesteine zeigen durch grobe, etwas diffuse Feldspat-Quarz-Aggregate und mehrere cm große, z. T. amöboid wachsende Mikrokline und Plagioklase unruhiges Aussehen: sie wirken frisch, wenig tektonisiert und die Herkunft der porphyroblastischen Bildungen ist ungewiß.

Die beschriebene Zone liegt richtungsmäßig in der unmittelbaren Fortsetzung der Pfahlstörung des oberen Großen Mühltales. Bei St. Oswald b. Haslach scheint diese Störung gegen ESE auszufingern. Die verschiedenartige Beeinflussung des Nebengesteins zeigt aber, daß die Teilstörungen keineswegs gleichwertig oder gleichalterig sind. Die tektonische Mischserie zeigt nicht die roten und grünen Hartschiefer (Ultramylonite) der jungen Pfahlstörung, welche über Haslach — Waxenberg gegen Südosten abschwenkt. Obwohl auch in der hier beschriebenen Zone Kornzerkleinerung deutlich erkennbar ist, so führte diese doch nicht zur völligen Zertrümmerung und Unkenntlichkeit der Gesteine. Alpinotype Faltenbilder sind nicht selten zu beobachten. Wichtig ist die Tatsache, daß Gänge von Feinkorngranit, Aplit und seltener Pegmatit die tektonisierten Gneise diskordant durchschlagen. Sie erlitten zwar noch nachträgliche Verschiebung unter Hellglimmerneubildung, doch scheint die Hauptverschiebung dieser Zone vor oder während der Intrusion der jüngeren variszischen Granite erfolgt

zu sein. (An der jüngeren Pfahlstörung wurden auch die jüngsten variszischen Gesteine, Eisgarner und Sulzberg Granit, mylonitisiert.) Im Großen Mühlthal, südlich vom Böhmer Wald, wo die verschieden alten Störungen räumlich zusammenfallen, ist eine Trennung nicht möglich. Östlich von St. Oswald aber, wo die jüngere Pfahlstörung gegen Südosten abschwenkt, ist die in ESE-Richtung weiterziehende ältere Störungszone, die wohl ein Vorläufer des Pfahl ist, deutlich erkennbar.

6. Zone von Herzogsdorf (Fu)

Unter dieser Bezeichnung sei „eine Schuppe von bunter Mannigfaltigkeit“ beschrieben, wie sie J. SCHADLER bereits 1937 (S. 70) aus der Gegend von Herzogsdorf erwähnt hat. Diese mannigfaltige, im Moldanubikum Oberösterreichs einzig dastehende Gesteinsformation baut das Gebiet Eidendorf — Neußerling, östlich von Herzogsdorf, auf.

In relativ schwach bis nicht granitisierten Perlgneisen finden sich hier häufig konkordante schlierige Lagen und Linsen von weißen bis bläulich-hellgrauen kalifeldspatreichen Pegmatoiden von Dezimetern bis mehreren Metern Mächtigkeit. Diese fein- bis grobkörnigen, öfters gebänderten Gesteine, die nicht selten winzige Graphitkriställchen führen, sehen Marmoren nicht unähnlich. Man ist erstaunt, u. d. M. ein kalifeldspatreiches Gemenge vorzufinden. Hell- bis dunkelgrüne schollige Pyroxen-Hornblendeaggregate mit vereinzelt asbestgefüllten Klüften sowie grobe dunkelgrüne Hornblende- und Titanitkristalle sind im Zusammenhang mit den Pegmatoiden häufig zu beobachten.

Im Perlgneis sind geringmächtige Bänder und Schollen von z. T. granatführenden Amphiboliten nicht selten.

Die Flinzgraphitvorkommen von Herzogsdorf, die früher im Abbau standen (siehe H. HOLZER, 1964, S. 362), sind ihrer Verbreitung nach an die beschriebene Serie gebunden. Putzen von Graphit im Perlgneis oder dünnblättrigem Schiefergneis sind in der Umgebung der alten Abbaue häufig zu beobachten.

Sehr zäher Kalksilikatfels steht nordöstlich von Eidendorf an. Die von J. SCHADLER (1952) angegebenen Marmorvorkommen konnten jedoch trotz eifrigster Suche in dem recht gut aufgeschlossenen Gelände nicht aufgefunden werden. An der Mühle östlich von Eidendorf fand sich zwar ein einzelner, etwa 0,5 m³ großer Marmorblock, seine Herkunft ist jedoch sehr zweifelhaft.

U. d. M. zeigen die pegmatoiden Gesteine ein kristalloblastisches Gemenge mit Vormacht von scharf gegittertem Mikroklin, daneben Quarz und Oligoklas-Andesin. Graphitflitter sind nicht selten. Vereinzelt finden sich größere Einzelfeldspäte (Mikrokline) bis 2 cm Länge. Die grünen Schollen im lichten Gestein zeigen ein Pflaster von farblosem diopsidischem Pyroxen und ebenfalls fast farblose Hornblende. Biotit dürfte z. T. auf Kosten der genannten Minerale gewachsen sein, er spielt mengenmäßig keine große Rolle.

Genetisch interessant ist die Beobachtung von Schollen eines intermediären fein- bis mittelkörnigen Gesteins mit verstellter Internschichtung, im Pegmatoid schwimmend. U. d. M. zeigen diese Schollen ein kristalloblastisches Gemenge mit Vormacht an häufig zonarem Plagioklas (Kern im Mittel 67% An, Außenrand 55% An) sowie Hornblende, Pyroxen, zahlreichen kleinen Titanitkriställchen, Karbonat, Zoisit, Apatit und Serizit. — Der Plagioklas des umgebenden lichten Pegmatoids enthält im Mittel 44% An.

Der Kalksilikatfels zeigt ein Pflaster von farblosem diopsidischem Augit und wenig farbloser Hornblende. Ein vom Rand her serpentinierter Olivinkristall macht wahrscheinlich, daß auch die anderen gelegentlich im Schliff zu beobachtenden Serpentinflecken auf Olivin zurückgehen. Titanit, Erz.

Im Aufschluß, Handstück und Dünnschliff ist die innige Verknüpfung der oben beschriebenen Gesteine stets zu beobachten, so daß an der Zusammengehörigkeit der so merkwürdigen Gesteinsvergesellschaftung nicht zu zweifeln ist. Die Besonderheit derselben dürfte bereits primär sedimentär festgelegt worden sein. Der Graphitgehalt spricht für eine bituminöse, die Kalksilikatfelse für eine ursprünglich auch etwas karbonatische, etwa mergelig-tonige Serie, womit die pyroxen- und hornblendereichen Partien in Einklang stehen. Die Formation machte aber später, wahrscheinlich bei der Perlgneisbildung, einschneidende Veränderungen mit. So sind die Pegmatoide keine echten pegmatitischen Gesteine, sondern eher Ausschmelzungsprodukte. Weder im Aussehen und im Mineralgehalt noch in ihrer Struktur zeigen sie Anklänge an echte Pegmatite. Auch die groben strahligen Hornblendens und die großen Titanite scheinen bei dieser Mobilisation entstanden zu sein. Gerade diese Veränderungen erlauben es nicht, sichere Schlüsse auf das Ausgangsmaterial zu ziehen. Zweifellos war dieses aber für die angeführten Mobilisationen besonders geeignet, da in den angrenzenden Gesteinsserien ähnliche Bildungen fehlen.

II. Variszische Mischgesteine

Im Verlauf der variszischen Orogenese wurde der ältere, höchstwahrscheinlich präkambrische Bau weitgehend umkristallisiert und granitisiert. Die variszische Regionalmetamorphose bewirkte nicht nur die strukturelle Umorientierung vom vorvariszischen SSW-NNE-streichenden Bauplan in einen NW-SE ausgerichteten, sondern auch tiefgreifende stoffliche Veränderungen. Dem Aufdringen der großen variszischen Intrusivkörper vorangehend, kam es im gesamten Kartenbereich zu einer regionalen Aufheizung und partiellen Aufschmelzung der alten Gesteinsbestände. Dadurch begegnet man im Mühlviertel und im Sauwald, abgesehen von einigen reliktschen Gesteinszügen, fast nur variszischen Massengesteinen und Migmatiten. Eine große Gruppe dieser variszischen Migmatite wurde — dem Vorgange GÜMBELS, GRABERS u. a. folgend — als Perlgneise zusammengefaßt.

Übergangszonen von Schiefergneis zu Perlgneis (Fu, Th)

Die Grenzziehung zwischen Schiefergneis und Perlgneis bereitet bei der Kartierung meist ziemliche Schwierigkeiten, da häufig ein allmählicher Übergang festzustellen ist. Es wurde daher in der Karte für Übergangszonen und Bereiche, wo man im Zweifel ist, ob es sich noch um Schiefergneis oder schon um Perlgneis handelt, eine eigene Signatur verwendet.

Beginnende jüngere Umkristallisation ist schon öfters innerhalb der Schiefergneisgebiete festzustellen. Bei stärkerer Wirksamkeit derselben jedoch wird das Parallelgefüge der Schiefergneise undeutlich und löst sich auf. Der Wechsel heller

und dunkler Lagen, Kleinfältelungen usw. verschwinden, das Gestein wird immer einheitlicher. Auf diese Weise entstehen die Perlgneise. Der von GÜMBEL eingeführte Name nimmt auf die besonders in angewittertem Zustand auffälligen 1—2 mm großen Feldspatrundlinge Bezug. Sie treten meist recht eng zusammen, drängen den Glimmer zur Seite und geben so dem Gestein ein massigeres, homogenes Gepräge. In den Übergangsbereichen finden sich Schiefergneis und Kalksilikatfels als häufige Schollen und Fische im Perlgneis, was einen etwas unruhigen Gesteinshabitus ergibt. Die Abgrenzung dieser Relikte ist teils unscharf-diffus, teils scharf.

In den vom Weinsberger Granit beeinflussten Gebieten verschwinden bei fortschreitender Perlgneisbildung die für den Schiefergneiskomplex typischen Minerale Sillimanit, Granat und Cordierit. Makroskopisch als rundliche grünliche Körner erscheinende Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit sind auch im Perlgneis noch häufig zu beobachten. (Fu)

Für die vom Weinsberger Granit freien Areale des südwestlichen Mühlviertels, besonders aber für den Sauwald und das Perlgneisgebiet südöstlich der Rodl-Linie, trifft die im letzten Absatz gemachte Feststellung nur bedingt zu. In diesen Gebieten tritt sehr oft der Cordierit als wesentlicher Gemengteil in den Mineralbestand der Perlgneise mit ein. Auch die Minerale Sillimanit und Spinell verschwinden nicht immer ganz, sondern können häufig auch noch in makroskopisch bereits recht homogen und „gereift“ erscheinenden Perlgneisen u. d. M. als Relikte wahrgenommen werden. Dementsprechend ist gerade in den als „Übergangszonen“ kartierten Bereichen nicht nur eine oft beträchtliche Cordieritführung, sondern auch das Vorhandensein von Sillimanit und Spinell bezeichnend. — Im Sauwald und im Gebiet zwischen Rodl und Linz wurde also die Signatur „Übergangszonen von Schiefergneis zu Perlgneis“ vor allem dann verwendet, wenn in Perlgneisbereichen noch sehr reichlich makroskopisch erkennbare Relikte von Altbestand (Schiefergneise, Sillimanitgneise, Augitgneise usw.) anzutreffen sind, sei es nun in größeren Schollen oder in Form von zahlreichen kleinen, in diffuser Auflösung begriffenen Fetzen.

Unter dieselbe Signatur fallen auch die Vorkommen der Cordierit-Granat-Sillimanit-Spinell-führenden „Kinzigite“ im Raume Linz — Ottensheim (R. HANDMANN, 1902, 1904, 1906, F. H. GRUBER, 1930, J. SCHADLER, 1952), welche wir vorbehaltlich eventueller neuerer Untersuchungen als mäßig anatektisch veränderte Altbestandsrelikte auffassen möchten. (Th)

2. Perlgneis (Fu, Th)

Während in den beschriebenen Übergangszonen häufige Schiefergneispartien für Abwechslung sorgen, zeigen die nur von Perlgneis aufgebauten Gebiete monotonen, einförmigen Charakter. Die Inhomogenitäten der Schiefergneise sind weitgehend ausgeglichen.

Es wurde bereits erwähnt, daß die namengebenden „Perlen“, mm-große Feldspatrundlinge, besonders auf angewittertem Querbruch deutlich hervortreten. Das Parallelgefüge ist meist deutlich, doch nicht so ausgeprägt wie bei den Schiefergneisen. Die Glimmer bilden keine zusammenhängenden Lagen, wo-

durch das Gestein ein massigeres Aussehen erhält. Helle und dunklere Partien bilden manchmal ein schlieriges, diffuses Nebeneinander, doch sind die Perlgneise überwiegend homogen.

Die makroskopisch einförmigen Perlgneise zeigen auch im Dünnschliff keine mineralogische Vielfalt, Plagioklas, Quarz und Biotit bauen das Gestein auf.

U. d. M. zeigen die meist mittelkörnigen Gesteine ein kristalloblastisches Gemenge von rundlichem Plagioklas (basischem Oligoklas), Quarz, und in lichterem Typen auch Mikroklin. Biotit bildet nicht zusammenhängende, schlecht geregelte Scheiter, so daß im Schliff das Parallelgefüge undeutlich wird. Muskovit und Serizit treten sehr zurück; sie finden sich meist sekundär nach anderen Mineralen. Apatit, Zirkon und Erz sind Nebengemengteile. Chlorit und Epidot sind gelegentlich als Sekundärbildungen zu beobachten. (Fu)

Die Perlgneise des südwestlichsten Mühlviertels, des Sauwaldes, sowie des Gebietes zwischen Rodl-Tal und Linz sind jedoch von etwas komplexerer Zusammensetzung. Prinzipiell könnte man hier vor allem zwischen cordieritfreien Perlgneisen und Cordierit-Perlgneisen unterscheiden. Beide Gruppen sind jedoch räumlich so eng mitsammen verquickt, daß es hoffnungslos erschien, sie auf unserer verhältnismäßig großmaßstäblichen Übersichtsdarstellung auch nur halbwegs naturgetreu kartenmäßig zu trennen. Zur räumlichen Verbreitung kann lediglich gesagt werden, daß der Cordierit vor allem im Bereich beiderseits der Donaustörung (Donautal zwischen Haibach b. Passau und Haichenbach, Adlerbachtal und Unterlauf der Aschach) stark zurücktritt. Diese Zone wurde offenbar in variszischer Zeit von einer zu kräftigen Durchbewegung betroffen, was der Cordieritbildung abträglich war. Abseits dieser Zone überwiegen hingegen die Cordierit-Perlgneise gegenüber den cordieritfreien.

Die Cordierit-Perlgneise sind meist schon makroskopisch an ihrer etwas dunkleren Färbung und ihrem Stich ins Grünliche bis Grünlichblau erkennbar. Auch sind sie — sowohl im Großbereich als auch im Handstück — etwas weniger gleichförmig als die oben beschriebenen cordieritfreien Perlgneise; sie sind eher inhomogen-schlierig. Reliktische Partien älterer Gesteine, vor allem Reste von mehr kompakteren Gesteinen des Altbestandes (Augitgneise u. a.), sind nicht selten noch in ihnen anzutreffen, und zwar teils in nebulitischer Form, teils deutlicher begrenzt. — Stellenweise finden sich in den Cordierit-Perlgneisen vereinzelte Mikroklinporphyroblasten von Größen bis zu 5 cm.

U. d. M. ist erkennbar, daß sich die Cordierit-Perlgneise mineralfaziell eng an die cordieritfreien Perlgneise anlehnen, in ihrer chemischen Pauschalzusammensetzung ähneln sie jedoch weit mehr den Granat-Sillimanit-Cordieritgneisen des vorvariszischen Altbestandes. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Biotit und Cordierit (\pm Mikroklin). — Der Plagioklas ist rundlich bis subidiomorph, verzwillingt nach dem Albit- und/oder Periklingesetz, mitunter schwach zonar gebaut; der Anorthitgehalt schwankt zwischen 24% und 33%. Der Quarz ist wie üblich xenomorph und meist leicht undulös auslöschend. Der Biotit ist meist frisch, $z =$ rötlichbraun, $x =$ blaßgelblich, $z. T.$ aber partiell chloritisiert und dann reich an Ilmenit- und Sagenitausecheidungen. Er ist vorzugsweise als Scheiterbiotit entwickelt und mehr oder minder gut in s geregelt. Der Cordierit hat rundliche bis idiomorphe Formen, Einschlüsse (vor allem Sillimanit) sind nicht gerade selten, doch treten sie mengenmäßig — etwa im Vergleich zu den Cordieritgneisen des Altbestandes — stark zurück. Der Cordierit ist teils frisch, teils pinitisiert, zum Teil in ein blaß gelbliches, isotropes bis sehr schwach doppelbrechendes Mineral von geringer Licht-

brechung (kleiner als Kanadabalsam) umgewandelt. Der Mikroklin ist, wenn er auftritt, xenomorph. Die oben erwähnten großen Mikroklinporphyroblasten sind Aderperthite mit rundlichen Quarzeinschlüssen. Randlich ist oft ein amöboides Wachstum, ein verfingeretes Eindringen des Mikroklin in die Grundmasse zu beobachten, was auf ein relativ spätes Aufsprossen schließen läßt. Beim Zusammentreffen von Mikroklin und Cordierit kommt es meist zu ausgeprägten Reaktionserscheinungen, vor allem ist hierbei die Bildung von Hellglimmerschuppen, die von einheitlich orientierten Quarzfeldern schachbrettartig durchsetzt sind, charakteristisch. Accessorien sind: Sillimanit und Hercynit (reliktisch), selten auch Granat; Zirkon, Apatit und Opake, ausnahmsweise Turmalin. (Th)

Bezüglich der Genese der Perlgneise sind wir der Auffassung, daß deren Bildung nicht auf die Kontakteinwirkung bestimmter Granite zurückzuführen ist. Ihre Ausbildung und Verbreitung zeigt keine direkte Abhängigkeit von diesen Intrusionen. Es kann somit nur die variszische Regionalmetamorphose für deren Bildung verantwortlich sein. Während G. FISCHER und die Münchner Petrographenschule die Perlgneise als „Tiefenblastomylonite“ deuteten, wonach die Homogenisierung vorwiegend mechanisch erfolgt sei, denken wir auf Grund der Art, wie sich die Schieferungsstrukturen auflösen, an gesteigerte Umkristallisation im Zuge der variszischen Regionalmetamorphose, im Sauwald sogar an Anatexis (THIELE, 1962). Wenn diese Umkristallisation wohl auch unter Durchbewegung erfolgte — die Perlgneise sind in den variszischen NW-SE-Plan eingeregelt —, so scheint doch die Temperaturkomponente die ausschlaggebende Rolle gespielt zu haben.

An manchen Punkten (z. B. bei Vatersreith) zeigt der Perlgneis deutliche Spuren mechanischer Kornzertrümmerung; die Feldspatrundlinge schwimmen in feinkörniger Grundmasse. Diese Gneise entsprechen aber jenen der Tektonischen Mischserien (s. S. 15) und die mechanische Prägung ist wesentlich jünger als die Perlgneisbildung. Diese nur lokal auftretenden Veränderungen der Perlgneise konnten dem Maßstab der Karte entsprechend nicht dargestellt werden. (Fu)

3. Cordieritreiche Migmatite (Typus Wernstein) (Th)

Diese Gesteine nehmen im westlichen Sauwald im Raum zwischen Schärding und Schardenberg und um Münzkirchen sowie im Gebiet der Ober-Puchenau (NW von Linz) größere Flächen ein. Sie gehen aus den Cordierit-Perlgnaisen hervor und sind mit diesen in fließenden Übergängen verbunden. Sie sind praktisch stärker homogenisierte Cordierit-Perlgneise und deshalb auch nur dort kartenmäßig darstellbar, wo sie größere zusammenhängende Massen bilden. Im Schärdingener Bereich wurden diese Gesteine von G. HORNINGER (1936) als Fasergranit bezeichnet, in der Ober-Puchenau kartierte sie J. SCHADLER (1952) als Cordierit-Granit („Schärdingener Granit“). Der Name „Granit“ ist ihnen jedoch abzusprechen, da sie sich sowohl strukturell, vor allem aber in ihrem Mineralbestand und Chemismus deutlich von echten Eruptivgesteinen unterscheiden.

Typuslokalität ist der Ort Wernstein am Inn, wo sie in zwei großen Steinbrüchen (dem aufgelassenen „Wasserbaubruch“ und dem von der Fa. Kapsreiter betriebenen Bruch nahe des Bahnhofs) gut aufgeschlossen sind. Aus dem „Wasserbaubruch“ stammt eine von G. HORNINGER (1936) ausgeführte chemische Analyse.

Schon im Bereich eines größeren Handstücks, besonders aber im Großaufschluß kommt der migmatische Charakter des Gesteins klar zum Ausdruck. Dunklere, biotit- oder cordieritreiche Partien stehen in unruhigem, schlierigem Wechsel mit helleren, feldspatreichen Partien. Eine gewisse Parallelstruktur in der Anordnung dieser nie deutlich abgegrenzten, sondern ineinander, verschwimmenden Anteile ist im Aufschluß fast stets, selten aber auch im Handstück zu erkennen.

Bezüglich Mineralbestand gilt das bereits über die Cordierit-Perlgneise gesagte: Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Biotit, Cordierit. Ergänzend zu bemerken wäre lediglich, daß in diesem Gestein nun der Mikroklin fast nie fehlt. Die Anorthitgehalte der Plagioklase sind dementsprechend etwas niedriger und liegen zwischen 30% und 20% (äußerste Hüllzonen bis zu 13% An). Der Mikroklin findet sich sowohl klein- bis mittelkörnig, xenomorph, als auch wieder (vereinzelt) in Form der bereits erwähnten großen, mit Quarzkörnern durchspickten Mikroklin-Aderperthit-Porphyroblasten. Ebenso finden sich wieder jene eigenartigen Reaktionsgefüge mit den quarzdurchsetzten Hellglimmerschuppen (vergl. S. 20). Auch die Accessorien (reliktischer Sillimanit und Hercynit usw.) entsprechen denen der Cordierit-Perlgneise.

Genetisch können wir die Migmatite vom Typus Wernstein als Aufschmelzungsprodukte (Anatexite) des alten, vorvariszischen Gesteinsbestandes ansehen. Dies wird nicht nur durch die lückenlose, durch zunehmende Homogenisierungstendenz charakterisierte Reihe: Altbestand — Übergang von Altbestand in Perlgneis — Cordierit-Perlgneis — Wernsteiner Migmatit belegt, sondern zeigt sich auch im Ergebnis der chemischen Analysen. Die auf Abbildung 2 zur Projektion gebrachten Analysenwerte von zwei alten, vorvariszischen Schiefergneisen, einem Cordierit-Perlgneis und HORNINGERS „Flasergranit“ (also Migmatit Typ Wernstein), liegen verhältnismäßig nahe beisammen und — zufolge ihres hohen Al-Wertes — sämtlich außerhalb des „Eruptivfeldes“.

Es ist auch anzunehmen, daß die Wernsteiner Migmatite bei ihrer Entstehung eine Art von schmelzflüssigem Zustand, zumindest den eines teilweise verflüssigten Kristallbreies, durchlaufen haben. Zu dieser Überzeugung gelangt man insbesondere bei der Betrachtung der auch in diesem Gestein nicht selten anzutreffenden reliktischen Altbestandseinschlüsse. Diese sind nun fast stets deutlich gegenüber dem anatektischen Gesteinsbestand abgegrenzt und werden von letzterem fluidal ummantelt. Man sieht sie — bildlich gesprochen — als feste Körper in einer hochteilbeweglichen Matrix schwimmen. (Gute Beispiele hierfür können an den leicht angewitterten Flächen des alten „Wasserbaubruches“ gefunden werden.)

4. Weitgehend homogenisierter Perlgneis (TH)

In weiten Bereichen des südlichen Sauwaldes sowie auch bereits an einigen Stellen des mittleren Sauwaldes gehen die Perlgneise in breiter Front in homogenere, teils flächig, teils flaserig, teils fast massig struierte Plagioklas-Biotitgneise über, welche bezüglich Mineralzusammensetzung und Mineralausbildung weitgehend den (cordieritfreien) Perlgneisen entsprechen, sich jedoch von jenen durch größere Reinheit und Gleichförmigkeit unterscheiden. Sie wurden auf unserer Karte als „weitgehend homogenisierte Perlgneise“ durch eine eigene Übersignatur gekennzeichnet. Im Bereich zwischen Rodl und Linz wurde sinngemäß

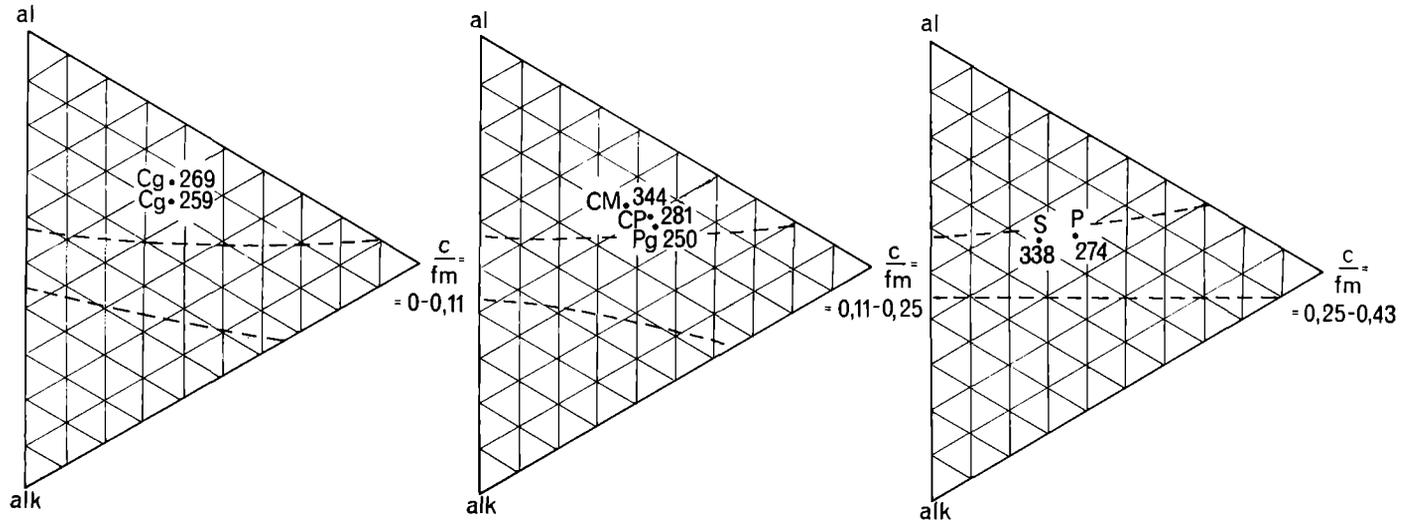


Abb. 2: Analysenwerte von Cordierit-Sillimanitgneisen (Cg), Perlgnais (Pg), Cordieritperlgnais (Cp), Cordieritreichem Migmatit v. Wernstein (CM), Schärdinger Granit (S) und Peurbacher Granit (P) in Tetraederprojektion.
Strichliert: Begrenzung des „Eruptivfeldes“.

der „Granit-Perlgneis (sehr stark granitisierter Perlgneis)“ J. SCHADLERS (1952) zu dieser Gruppe gestellt.

Entsprechend dem Mineralbestand der cordieritfreien Perlgneise sind die Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz und Biotit. Mikroklin tritt stark zurück oder fehlt ganz. Der Gesteinschemismus entspricht etwa dem eines Granodiorits.

Die Struktur der Gesteine ist holokristallin, mittelkörnig, granoblastisch. Sämtliche Hauptgemengteile sind Neukristallite. Die lagige oder flaserige Textur stellt kein übernommenes Gefüge aus den überwältigten Altbeständen dar, sondern ist teils als Fluidalgefüge aufzufassen, teils hat sicher auch eine gewisse Einspannung oder Durchbewegung während der Kristallisation bei der Prägung dieses Gefüges mitgewirkt. Postkristalline Deformation kann strichweise beobachtet werden, ist jedoch nicht die Regel.

Der Quarz (26—32 Vol. %) ist xenomorph, mit undulöser, mitunter sogar gefelderter Auslöschung. Der Plagioklas (46—53 Vol. %) ist subidiomorph, oft „kantengerundet“ und verzwilligt nach dem Albit-, seltener auch Periklinesetz. Meist ist schwacher Zonarbau anzutreffen mit Anorthitgehalten zwischen 33% und 28%, in schmalen Randsäumen 24—20%. Der Biotit (15—21 Vol. %) ist als Scheiterbiotit entwickelt, z—y = rotbraun, x = blaß gelblich. Mitunter finden sich Parallelverwachsungen mit Hellglimmerschuppen, in Zusammenhang damit stets lebhafte Titanerzbildung. Mitunter ist partielle Chloritisierung verbunden mit Sagenitbildung festzustellen. Accessorien sind: Apatit, Opake, Zirkon, ausnahmsweise Turmalin, sehr selten Granat. Falls Mikroklin auftritt, ist er xenomorph-zwickelfüllend und lebhaft gegittert.

In diesen Gesteinen finden sich nur mehr ganz vereinzelt Altbestandsrelikte, und zwar insbesondere Schollen oder brotlaibförmige Gebilde von dunklen, feinkörnigen, widerstandsfähigen Gesteinen. Auch im Dünnschliff lassen sich in der Regel keine Relikte eines älteren Mineralbestandes mehr erkennen. — Genetisch interessant und aufschlußreich ist wieder das Studium der Erscheinungsbilder von Restit-Schollen. Den besten Eindruck liefert hier der Kapsreiter Steinbruch von Ach-Schnürberg (E von Münzkirchen). Die sehr homogenen und gleichförmigen granodioritischen Perlgneise, welche im Nord- und Ostteil des Bruches noch ein deutliches Parallelgefüge erkennen lassen, gewinnen gegen Westen, Süden und gegen die Tiefe zu immer mehr an Massigkeit. An den südlichen Steinbruchwänden sind nun (oder waren es zumindest in den Jahren 1961—1965) an mehreren Stellen faust- bis tischgroße dunkle Schollen im granodioritischen Gestein schwimmend anzutreffen. Einige dieser Schollen liegen enger beisammen und sind intern feingeschichtet und lassen dadurch erkennen, daß sie oft bis zu 90° gegeneinander verdreht sind. Dieses Erscheinungsbild entspricht also vollkommen dem, wie wir es bei Fremdeinschlüssen in einem Intrusivgestein zu sehen gewohnt sind. Wir können also annehmen, daß die „weitgehend homogenisierten Perlgneise“ bei ihrer Bildung eine Art von Schmelzflußstadium durchlaufen haben. Andererseits spricht aber das Mineralgefüge, welches im wesentlichen dem blastischen Perlgneisgefüge entspricht, sowie die Tatsache, daß sich nie scharfe Grenzen, sondern stets nur fließende Übergänge zu den schwächer anatektischen Perlgneismassen finden, gegen eine „echte Intrusivnatur“ dieser Gesteine. Die „weitgehend homogenisierten Perlgneise“ sind also als anatektisch (und in situ) gebildete Granodiorite bzw. Granodioritgneise („Gneisgranodiorite“) aufzufassen.

An einzelnen Stellen, z. B. nördlich von Enzenkirchen und möglicherweise auch bei einigen „Granitperlgneisen“ SCHADLERS, tritt der Mikroklin stark hervor. Das Gestein ist dann meist feinkörniger, heller, und der Anorthitgehalt der Plagioklasse geringer als bei den eben beschrie-

benen, mengenmäßig weit vorherrschenden granodioritischen Typen. Auf unserer Karte konnten diese granitischen Typen nicht gesondert ausgeschieden werden.

5. Grobkorngneis (Fu)

In dem nördlich der Donau und westlich der Rodlstörung gelegenen Gebiet spielen diese Gesteine eine weit größere Rolle als die Perlgneise. Wie zahlreiche Übergänge zu Weinsberger Granit zeigen, bilden sie mit diesem eine genetische Einheit.

Von den Perlgneisen unterscheiden sich die Grobkorngneise durch ihr gröberes Korn und die oft mehrere cm langen Kalifeldspäte. Diese entsprechen im Habitus jenen des Weinsberger Granits, treten sie auf Kosten der Grundmasse enger zusammen, so entstehen Übergänge zu diesem.

Die Kalifeldspat-Großindividuen sind wohl z. T. echte Porphyroblasten, zum Teil lassen jedoch idiomorphe, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Individuen auch nicht selten zonare Einschlußringe erkennen. Diese sind eher als Einsprenglinge zu bezeichnen. Die Verteilung und Häufigkeit der großen Kalifeldspäte unterliegt größeren Schwankungen.

Die kristalloblastische Grundmasse besteht aus basischem Oligoklas bis Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und manchmal auch Hornblende. Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Orthit, Titanit, Zirkon und Erz. Chlorit ist sekundärer Entstehung.

Im Aufschluß ist das Parallelgefüge meist recht deutlich, was im Handstück und Dünnschliff nicht immer der Fall ist. Trotz seiner weitgehenden Homogenität zeigt das Gestein in der Verteilung der hellen und dunklen Minerale sowie in der Korngröße unruhigen Charakter. Dadurch, und durch das kristalloblastische Gefüge, unterscheiden sich die Grobkorngneise von Massengesteinen. Fische und Schollen von Schiefergneis sind gelegentlich zu beobachten.

Auf die Schwierigkeit bei der Grenzziehung gegen die Perlgneise und gegen den Weinsberger Granit hat bereits GRABER in seinen Veröffentlichungen hingewiesen: er sprach von „austönenden Lagergängen“. Wir sehen daher in den Grobkorngneisen Mischgesteine des Weinsberger Granits, in denen der Altbestand nicht bloß umkristallisiert und homogenisiert wurde, sondern in denen Stoffzufuhr sicher eine Rolle gespielt hat. Dies zeigt die Häufung und Größenzunahme der Kalifeldspat-Großindividuen in Annäherung an den Weinsberger Granit.

6. Übergangszonen von Weinsberger Granit in Grobkorngneis (Fu)

Es wurde bereits im vorigen Kapitel auf häufige fließende Übergänge zwischen Grobkorngneis und Weinsberger Granit hingewiesen. Für solche Übergangsbereiche wurde eine eigene Signatur eingeführt. In sie fallen also Zonen von stark granitisiertem Grobkorngneis, hybridem Weinsberger Granit sowie alle jene Mischbereiche zwischen Weinsberger Granit und Grobkorngneis, in denen kartierungstechnisch eine genauere Grenzziehung unmöglich ist.

7. Gneisgranite und Homogenisierungsprodukte in Zusammenhang mit Granit bzw. Diorit (Fu)

Offensichtlich jünger sind Veränderungen und Migmatisationen, welche Perl- und Grobkorngneise sowie Weinsberger Granit in fertigem Zustand betroffen

haben. Sie finden sich aber meist bloß lokal und sind auf jüngere Durchschläge von Feinkorngranit oder Diorit zu beziehen.

Im Bereich des Hochbühel (N von Peilstein), westlich von Rohrbach u. a. O., erscheinen Grobkorn- und Perlgneise am Kontakt gegen Feinkorngranit homogenisiert. Die Struktur der Gesteine wurde granitähnlicher, massiger. Dadurch ist der Kontakt nicht klar und scharf, wie man es sonst vom Feinkorngranit gewohnt ist.

SE von Helfenberg findet sich ein solcher homogenisierter Bereich zwar nicht unmittelbar am Granitkontakt, doch ist hier der Gesamtposition nach eine Feinkorngranitintrusion im Untergrund zu vermuten.

Nördlich und südlich von Peilstein und bei Salaberg sind die von konkordanten Dioritschwärmen durchschlagenen Gneise stark verändert. Sie wurden ebenfalls massiger, erstarrungsgesteinsähnlicher. Die großen Weinsberger Kalifeldspäte lassen in derart veränderten Gesteinen charakteristische Schwänzungen und andere Zerfalls- und Auflösungserscheinungen erkennen.

U. d. M. erweisen sich diese hellen, von den Großfeldspäten ausgehenden Adern als grobkörnige Aggregate von Mikroklin, Quarz und seltener Plagioklas. In der dunkleren Grundmasse zeigen sich in schwankender Menge feinkörnigere Aggregate, die in ihrer Struktur den Dioriten gleichen. Im Mineralbestand zeigen sie allerdings keine nennenswerten Abweichungen vom normalen Grobkorngneis. Die feinkörnigeren Partien treten zwickelfüllend auf oder umgeben Korngruppen des Grobkorngneises. Da auch makroskopisch gelegentlich eine scharfe Grenze zwischen unverändertem Grobkorngneis und dem stärker gelängten, in seiner Struktur veränderten, dioritähnlicheren Gneis beobachtet werden konnte, denken wir an eine partielle Aufschmelzung im Intrusionsbereich der Diorite (G. FUCHS, 1962, S. 104).

Zum Unterschied von den bisher erwähnten lokalen Bildungen hat die durch ihren Gesteinsbestand auffällige, von Kasten über Waxenberg — St. Veit gegen die Gr. Rodl ziehende Zone weit größere Verbreitung. Recht verschiedenartige Gesteine bauen diese auf; sie sind aber derart innig miteinander verknüpft, daß die Zone nur als Ganzes behandelt werden kann.

Im Bereich SE von Kasten, also im nordwestlichsten Teil der Zone, herrscht Feinkorngranit vor, der zahlreiche Dioritschollen führt und gegen SE in Diorit übergeht. Im Gebiet von Uttendorf hat mittel-, manchmal auch grobkörniger Biotit-Hornblendediorit weite Verbreitung.

NE, E und SE der genannten Ortschaft findet sich Diorit, veränderter Grobkorngneis, Weinsberger Granit, Pegmatit und Feinkorngranit innig verwoben. Obwohl oft scharf abgegrenzt, finden sich sämtliche Zwischentypen vom Grobkorngneis zum Diorit. Die Großfeldspäte werden verschwommen, undeutlich, deformiert. In der typischen kristalloblastischen Grundmasse mit ihren runden Feldspäten erscheinen feinkörnigere, an dunkleren Mineralen reichere Gemenge, deren Körner eng verwachsen sind, wodurch Erstarrungsstruktur entsteht. Rundlinge und Großfeldspäte des Grobkorngneises sind häufig von diesen dioritischen Partien umschlossen. Dank ihrer Struktur sind die dioritischen Gesteine wesentlich kompakter, was zur Bildung rundlicher, glattflächiger Blöcke führt. Auf angewitterten Flächen zeigen die Diorite häufig bis 1,5 cm Durchmesser besitzende Erhebungen, die in heller Grundmasse etwas grobkörnigere

Hornblenden oder Titanit erkennen lassen. Diese Minerale treten auch in den Adern und feinen Gängchen besonders hervor, welche den Diorit häufig durchziehen. Die Diorite bilden nicht selten im dm- bis m-Bereich liegende schollige Partien, umgeben von Grobkorngneis oder titanitreichen Pegmatoiden. Sie treten aber auch als kleinere geschlossene Stöcke in diesen Gesteinen auf.

Der Mineralbestand der Diorite ist: Plagioklas, Biotit (häufig von olivgrüner Farbe, wie sie die Biotite der homogenisierten Grobkornogneise auch meist zeigen), grüne Hornblende mit leicht bläulichem Stich, Quarz und Mikroklin in schwankender Menge (je nach Stellung zum Gneis). Titanit, Orthit, Epidot, Hellglimmer, Apatit und Erz sind recht verbreitet.

Es wurde bereits erwähnt, daß die Grobkornogneise dieser Zone mehr oder weniger stark verändert, homogener sind, und daher nicht immer leicht von den dioritischen Gesteinen abzutrennen sind. Aber auch die Weinsberger Granitzüge dieser Zone zeigen charakteristische Veränderungen. Die sonst klar begrenzten idiomorphen Kalifeldspäte zeigen undeutliche Umrisse und sind meist deformiert. Wie die Gneise, so werden auch die Weinsberger Granite untypisch.

Am Kontakt gegen feinkörnigeren Diorit konnten abgetrennte Feldspat-Biotitkornguppen aus dem Weinsberger Granit ohne Verbindung mit diesem im Diorit schwimmend beobachtet werden.

Ein Charakteristikum der behandelten Zone sind die leukokraten granitoiden oder pegmatoiden Gesteine. Sie bilden mehrere Meter mächtige Lagergänge bis cm-dicke konkordante oder quergreifende Schlieren. Neben den Hauptgemengteilen Mikroklin, Quarz und Plagioklas führen sie meist reichlich cm-große Titanitkristalle, bis 1 cm große Biotite, Pyrit- und Hämatitkristalle. Der Mineralbestand spricht ebenso wie die Struktur — symplektitische Verwachsungen konnten nirgends beobachtet werden — dafür, daß es sich um keine echten Pegmatite handelt.

SCHADLER (1938) bezeichnete die Fortsetzung der behandelten Zone als „Redwitzzone von Grubhof bei St. Veit“ (S. 65) und hat diese auf Blatt Linz-Eferding als „Hornblende-Porphyrgneis mit rötlichen Feldspäten“ mit eingeschalteten Zügen von „Weinsberger Granit“ ausgeschieden.

Nach der Meinung des Bearbeiters zwingen die angeführten Beobachtungen zu folgender genetischer Deutung dieser außergewöhnlichen und interessanten Gesteinsvergesellschaftung: Nach ihrer Bildung wurden die Weinsberger Granite und Grobkornogneise erneut unter Bedingungen gebracht, die zu einer teilweisen Aufschmelzung der Gesteine führten. Dabei kam es bei gleichzeitiger Durchbewegung zu Stoffverschiebungen. Die zuerst aufgeschmolzene saurere Fraktion ist z. T. noch in Form der Pegmatoide und Granitoide im Gesteinskörper erhalten, z. T. wohl auch abgewandert. Dadurch wurde der Chemismus der zurückgebliebenen Gesteine intermediär. Bei noch fortschreitender Verflüssigung kam es zur Bildung der dioritischen Gesteine. Wie der bunte Wechsel und das Nebeneinander von Grobkorngneis, Weinsberger Granit, Diorit, Granitoiden und Pegmatoiden zeigt, blieb die Aufschmelzung dieser Zone unvollständig. Nach dieser Deutung wäre hier eine Möglichkeit, die Dioritbildung beispielhaft zu studieren.

Ähnliche Veränderungen an Grobkorngneisen und im Zusammenhang damit die Bildung dioritischer Gesteine kann man im Gr. Mühlthal im Bereich zwischen Frindorf und Marbach (SE von Rohrbach) beobachten. Auch hier sind die Feldspat-Großindividuen deformiert und zeigen alle Anzeichen von Kornzerfall. U. d. M. erkennt man, daß die Grundmasse durch die stärkere Verwachsung der Gemengteile Erstarrungsgesteins-Struktur erhält. Besonders fällt das wuchernde Wachstum von Biotit und etwas Hornblende auf, welche mit den anderen Gemengteilen innig verwachsen sind und diese massenhaft umschließen.

Die beschriebenen Homogenisierungsbereiche sind schwer gegen die umgebenden unveränderten Gesteine abzugrenzen. Für das Studium anatektischer Vorgänge wären detailliertere petrographische Untersuchungen, als sie während unserer Übersichtsaufnahme durchzuführen waren, von großem Wert.

III. Variszische Massengesteine

1. Weinsberger Granit (Fu)

Der Weinsberger Granit ist das älteste der variszischen Massengesteine des Mühlviertels. Er ist zugleich diejenige Granitart, welche — vor allem östlich unseres Kartenblattbereiches — die ausgedehntesten Granitareale innerhalb des südlichen Moldanubikums bildet.

Aus jüngster Zeit liegen über diesen Granittyp eingehende mineralogisch-petrographische Untersuchungen von G. KURAT (1965) vor, deren Zusammenfassung hier zur Einführung wiedergegeben sei:

„Der Weinsberger Granit“ . . . „ist ein sehr grobkörniger porphyrischer Biotit-Granit mit (Vol.%) 33—38% Mikroklin, 29—34% Plagioklas, 19—22% Quarz und 10—13% Biotit. Chemisch ist er charakterisiert durch das relativ kleine si (P. NIGGLI) (279—298), hohes k (0,52—0,55) und alk um 30. — Der Mikroklin ist dicktafelig nach M , erreicht eine Länge von bis zu 18 cm, führt häufig orientierte Plagioklas- und Biotiteinschlüsse und ist stark perthitisch. Die Zusammensetzung liegt um 80 Gew.% Or , die der entmischten Kalifeldspatphase um 90% Or . Charakteristisch sind noch die hohe Triklinität und der inverse Zonarbau. — Die Plagioklase sind wesentlich kleiner, sind seltener primär, jedoch immer sekundär verzwillingt und zeigen einen schwachen oszillatorischen oder progressiven Zonarbau. Die durchschnittliche Zusammensetzung liegt zwischen 27 und 32% An . — Die Biotite sind rotbraun, stark pleochroitisch und durchwegs 1 M Polymorphe. Sehr konstant ist der TiO_2 -Gehalt zu ca. 3,5%. — Die Zirkone magmatischen Ursprungs sind rötlich bis undurchsichtig, zonar und sehr groß (bis zu 0,6 mm). In den Randzonen finden sich vom Nebengestein übernommene Zirkone, welche etwas kleiner und farblos sind. — Das häufigste Akzessorium ist der Apatit (oft mit dunkler ‚Seele‘), sehr selten findet sich Magnetit und Xenotim (?). An sekundären Mineralen findet sich Chlorit (aus Biotit), Muskowit (aus Feldspat), Klinozoisit (aus Feldspat), Titanit (aus Biotit), Magnetkies und sehr selten Rutil und Karbonat. Sehr nahe am Kontakt finden sich als Ver-

unreinigung Almandin und Muskowit.“ ... „Die Intrusion“ „dürfte in großer Tiefe (ca. 15—20 km) und bei relativ niedriger Temperatur (ca. 650 bis 700° C) erfolgt sein.“

Im westlichen Mühlviertel bildet der Weinsberger Granit konkordante, deutlich in das NW-SE-streichende Gneisgebirge eingeregelt Intrusionen. Aber nicht nur die äußere Form, auch das Interngefüge der Massive zeigt die variszisch geprägte Streichrichtung. Die Streckung kommt vorwiegend in der Parallelität der großen Kalifeldspäte zum Ausdruck. Gegen die östliche Blattgrenze zu verlieren die Weinsberger-Granit-Intrusionen allmählich ihre straffe variszische Regelung. Sie sind bereits die westlichen Ausläufer des großen Weinsberger-Granit-Plutons des Grenzbereiches Mühlviertel/Waldviertel.

Die Grobkorngneise erweisen sich durch ihre Ausbildung und die zahlreichen Übergänge als Mischgesteine des Weinsberger Granits. Sie zeugen damit von der weitreichenden Granitisation, die das umgebende Gebirge bei der Intrusion dieses Granits erlitten hat. Genetisch ergibt sich somit das Bild eines während der variszischen Gebirgsbildung, also synorogen eingedrungenen Granits. Die Gleichzeitigkeit von Regionalmetamorphose und Granitintrusion war wohl für die weitreichende Granitisation verantwortlich.

Westlich der Gr. Rodl tritt der Weinsberger Granit in zweierlei Fazies auf. Das weit größere Gebiet südlich der Pfahlstörung und die kleineren N derselben gelegenen Weinsberger Granitzüge von Haslach, S Helfenberg und O. Neukirchen zeigen die aus dem östlichen Mühlviertel und dem Waldviertel bekannte Ausbildung: Die Grundmasse tritt stark zurück und die zwischen 4 und 10, vereinzelt sogar 12 cm großen Kalifeldspäte sind meist sehr dicht gelagert. Die Kalifeldspäte zeigen gedrungene, nach M nicht allzu gestreckte Form (Dicke : Länge ca. 1 : 2 bis 1 : 3).

Im Böhmer Wald und Sternwald ist der Weinsberger Granit andersartig ausgebildet. Die grobkorngneisartige Grundmasse stellt einen weit größeren Volumsanteil. Die Kalifeldspäte sind meist in größerem Abstand voneinander eingestreut. Die Gesteine wirken dadurch hybrid und zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit stark granitisierten Grobkorngneisen. Zonar angeordnete, geregelte idiomorphe Plagioklaseinschlüsse in den großen Kalifeldspäten zeigen ebenso wie gedrehte Nebengesteinsschollen und die recht gleichmäßige Ausbildung, daß es sich auch hier um einen echten Schmelzflußgranit handelt. Die Kalifeldspat-Einsprenglinge zeigen schlanke schmaltafelige Form (Dicke : Länge ca. 1 : 4 bis 1 : 5). Charakteristisch sind für diesen nördlichen Faziesbereich die häufigen dioritischen Schollen. Es handelt sich um meist feinkörnigen bläulichgrauen Biotitdiorit, der einzelne größere Biotite und gelegentlich bläuliche Quarzknuern und in Auflösung begriffene Schiefergneisputzen enthält. Auch kleinere und größere Plagioklase und Kalifeldspäte, die offensichtlich aus dem umgebenden Granit stammen, sind in den intermediären Schollen nicht selten zu beobachten. Da auch diese Feldspäte geregelte Einschlüsse erkennen lassen, handelt es sich nicht um Porphyroblasten. Den Beobachtungen nach erscheint uns folgende genetische Deutung am wahrscheinlichsten (vgl. G. FUCHS, 1963): Die dioritischen Schollen sind basischere Differentiate der Weinsberger Granitschmelze bzw. durch

eingeschmolzene Nebengesteinsschollen hybrid gewordene Teile der Schmelze (Schiefergneisputzen und Quarzknuern!). Bei der Bewegung der gesamten auskristallisierenden Schmelzmasse konnten einzelne Feldspäte aus der granitischen Schmelze in die sonst relativ scharf abgegrenzten intermediären Schmelzteile gelangen.

Die Pfahlstörung bzw. die im Abschnitt I 5 beschriebene ältere Störung, die als Vorläufer des Pfahls anzusehen ist, trennt demnach zwei verschiedene Blöcke des variszischen Orogens. Das Gebiet SW der Störung ist intensiv granitisiert und entspricht daher wohl einem tieferen Stockwerk des Orogens, während in der an prävariszischem Kristallin reicheren Böhmer-Wald-Zone hybride Weinsberger Granite in ein offensichtlich höheres Niveau eingedrungen sind.

Die vom Weinsberger Granit aufgebauten Gebiete zeigen einen ganz charakteristischen Landschaftstyp. Das Gelände ist steiler, unruhig, Kuppen und Senken gestalten es wechselhaft. Bastionartige und turmförmige Felsen erheben sich aus den Wäldern und Wiesen, umgeben von riesigem Blockwerk. Schildartige Felsbuckeln in den Feldern erschweren dem Bauern die Arbeit. Der große Abstand der schlecht ausgebildeten Klüftung fördert die Bildung massiger Felspartien. Der Tagesoberfläche parallele Entlastungsklüfte sind noch am häufigsten zu beobachten.

2. Diorite (Fu)

Trotzdem diese Gesteinsgruppe am Aufbau des Mühlviertels mit verhältnismäßig geringen Flächen beteiligt ist, so sind die sehr charakteristischen Gesteine doch von großer genetischer Bedeutung. Obwohl manche Vorkommen, wie das von Julbach (R. HANDMANN, 1906), seit langem bekannt sind, konnten bei der Kartierung noch zahlreiche neue Diorit- und Gabbrodioritvorkommen aufgefunden werden.

Es ließen sich zwei altersverschiedene Gruppen von Dioriten unterscheiden. Die ältere tritt häufig im Randbereich von Weinsberger Granitmassiven auf, zeigt aber eine gewisse Unabhängigkeit. Die jüngeren Diorite sind deutlich an die Feinkorngranite gebunden. Beide Gruppen stehen altersmäßig zwischen dem Weinsberger Granit und den Feinkorngraniten (G. FUCHS, 1962 a).

α Diorit I: Der zwischen Rohrbach und Sarleinsbach gelegene Stock von gabbroidem Diorit besitzt die größte Ausdehnung und ist zugleich das einzige Vorkommen, das einen geschlossenen Intrusionskörper bildet. Das massige, grobkörnige Gestein ist von dunkelgrüngrauer Farbe. U. d. M. zeigt es typische hypidiomorphe Erstarrungsstruktur.

Hauptgemengteile sind leistenförmiger Plagioklas (50—38% An), grobschuppiger Biotit, fast farblos Pyroxen und sehr zurücktretend grüne Hornblende. Hellglimmer, Chlorit und Erz sind meist sekundär. Schon makroskopisch ist zu beobachten, daß der Diorit in nicht unbeträchtlicher Menge Material aus dem angrenzenden Weinsberger Granit aufgenommen hat, was auch aus der chemischen Analyse (15) hervorgeht. Auch im Schriff erkennt man größere rundliche Feldspäte oder Feldspat-Quarzkorngruppen, die Fremdkörper im Diorit darstellen.

Kalifeldspat zeigt Korrosionsbuchten, randlichen Kornzerfall und Myrmekit-säume. Die Plagioklase, deren Kerne einen An-Gehalt von 30—35% haben, zeigen einen etwas fleckig auslöschenden Ring mit 45—50% An, worauf ein schmaler Außensaum mit abnehmendem An-Gehalt folgt (bis 25—30%). Die übernommenen Körner sind offenbar in der Dioritschmelze weitergewachsen.

Ähnliche Beobachtungen lassen sich auch an den gneisartigen Dioriten vom Typ Peilstein machen. Diese bilden keine geschlossenen Intrusionen, sondern sind mit den begleitenden Gneisen innig verbunden. Sie bilden einige cm bis mehrere m mächtige, meist konkordante Lagen in diesen. Der Tatsache, daß die Diorite vom Typ Peilstein vom Nebengestein nicht scharf abzutrennen sind, wurde bei der Signaturgebung Rechnung getragen. Die Gesteine treten in Schwärmen auf und sind im Groß- wie im Kleinbereich ungemein absetzig. Die Dioritvorkommen beim Zollamt W Julbach, S Julbach, bei Kirchbach, südlich Peilstein und bei Oepping liegen aber in einer Zone, die dem regionalen Streichen entspricht. Außerhalb dieser Zone sind Diorite I noch aus dem Bereich des Weinsberger Granitzuges von St. Johann a. Wimberg bekannt. Eine Ausnahme stellen die Diorite W von Multerberg und ENE St. Stefan a. W. dar, welche N der Pfahlstörung liegen.

Auch in ihrer Ausbildung sind die Diorite äußerst wechselhaft. Die Tatsache, daß die oft gänzlich verschieden aussehenden Gesteinstypen immer wieder gemeinsam auftreten, zeigt aber deren genetische Zusammengehörigkeit.

Es finden sich massigere, gabbroide, grobkörnige Typen mit verfilztem Biotit-Pyroxen-Hornblendegemenge und recht basischen Plagioklasen (70—80% An). Verbreiteter sind allerdings grüngraue bis dunkelblaugraue, feinkörnigere Dioritgneise. Die sehr zähen Gesteine zeigen u. d. M. eine Grundmasse von basischem Oligoklas, Biotit, Quarz, manchmal auch etwas Mikroklin. In dieser liegen leistenförmige idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge, deren An-Gehalt zonar von 60—40% (im Kern) bis etwa 27% (am Außenrand) schwankt, stark durchsiebte grüne Hornblenden und Biotit. Nebengemengteile sind feine Klinozoisitnadelchen, Orthit, Apatit, Titanit oft in größeren Kristallskeletten, Zirkon und Erz. Die hypidiomorph-porphyrische Struktur ist deutlich parallel orientiert.

Außerlich bräunlichen Paragneisen ähnliche, sehr feinkörnige Gesteine enthalten schmal-leistenförmige Plagioklaseinsprenglinge, wodurch sie u. d. M. an Porphyrite erinnern.

Die beschriebenen Gesteine wechseln auf engstem Raum miteinander oder mit Grobkorngneis- und Weinsberger Granitlagen ab. Die fast stets intensiv verfalteten und durchbewegten Gesteine zeigen ausgeprägtes Lineargefüge. Die tektonische Durchknetung hat die Diorite örtlich schollig zerrissen. Wie die häufig zu beobachtenden Korrosionsspuren an eingeschlossenen Kalifeldspäten sowie die Beeinflussung und Herauslösung der Mineralkörner aus eingeschlossenen Gneis- und Weinsberger Granit-Partien zeigt, sind die dioritischen Gesteine eindeutig jünger, äußerstenfalls vielleicht gleich alt wie Grobkorngneis und Weinsberger Granit. In der älteren Literatur (L. WALDMANN 1927, 1944, 1951; GRABER 1936, 1956; KÖHLER 1941) wurden die Diorite bekanntlich als basische Vorläufer des variszischen Magmatismus aufgefaßt. Bei der Kartierung des

Mühlviertels zeigte sich aber bald, daß die Diorite nicht vor, sondern zeitlich zwischen den Granitintrusionen emporgedrungen sind (G. FUCHS 1962 a). Sie sind jünger als der Weinsberger aber älter als die Feinkorngranite.

6 Diorit II. Diese jüngere Gruppe von Dioriten zeigt deutliche Bindung an die Feinkorngranite. Wie aus der Karte zu ersehen ist, liegen die Dioritvorkommen fast durchwegs im Feinkorngranit bzw. in Zonen, die von diesem Granit stark durchblutet sind (z. B. um Julbach, Kirchbach, W Rohrbach und NNE Weißenbach). Auch die Diorite WSW St. Martin stehen, wie im Haimberger Bruch zu beobachten ist, mit Feinkorngranit in Verbindung. Hingegen steht nicht fest, ob die von SCHADLER in seiner Karte angegebenen Diorite, W von Kl. Zell und W von Plöcking, Beziehungen zum Plöckinger Massiv zeigen.

Nicht nur in der Verbreitung, auch in der Ausbildung und im Verhalten gegenüber dem Nebengestein bestehen enge Beziehungen zum Feinkorngranit. Wie dieser sind die Diorite massig und in der Regel ohne Parallelgefüge. Sie bilden gemeinsam mit dem Granit einheitliche Intrusivkörper. Dies zeigt sich z. B. im einheitlich ausgebildeten Kluftnetz. Wie der Granit grenzen sie mit scharfem, diskordantem Kontakt gegen Weinsberger Granit oder das umgebende Gneisgebirge.

Die Diorite sind dunkelgraue bis bläulichgraue Gesteine; man findet aber auch hellere Typen, die in ihrer Farbe zwischen Diorit und Mauthausener Granit stehen. Diese Zwischentypen vermitteln zum Granit.

Die Diorite sind sehr feinkörnig, nur im Gebiet WSW St. Martin waren auch größere Korngrößen an Dioriten zu beobachten.

Diese jüngeren Diorite sind nicht so basisch wie die Diorite I. Vorherrschender dunkler Gemengteil ist feinschuppiger Biotit; Hornblende ist nur gelegentlich zu beobachten, während Pyroxen fehlt. Die größeren Plagioklase sind durchwegs idiomorph-leistenförmig. Sie sind zonar, mit 55 bis 45% An im Kern und Rändern von 27 bis 24% An. Feiner Quarz, Biotite und kleine rundliche Oligoklase treten zwickelfüllend auf. Nebengemengteile sind feine Klinozoisitnadelchen, Apatit, Titanit, Hellglimmer, Orthit, Epidot, Zirkon, Chlorit und Erz.

Die Diorite zeigen häufig einige mm große lichte Flecken, in deren Zentrum sich ein Titanitkristall befindet. Diese Titanitfleckendiorite wurden schon 1911 von A. FRENZEL aus dem angrenzenden bayerischen Gebiet unter dem Namen Engelburgite beschrieben. U. d. M. erkennt man, daß die hellen Flecken ein ebensolches Plagioklas-Quarzgemenge zeigen wie das übrige Gestein. Die Titanitkriställchen sind aber von einem Hof umgeben, der meist frei, seltener arm an femischen Gemengteilen ist. Die hellen Flecken sind folglich sicher nicht durch pegmatoide, sekretäre oder ähnliche Prozesse entstanden. Vielmehr scheint das Titanitwachstum unter bestimmten Bedingungen jenes von Biotit auszuschließen oder wenigstens einzuschränken (vgl. FRENZEL, 1911, S. 146).

Für die Alterseinstufung der Diorite II ist neben dem oben beschriebenen Verhalten gegenüber dem Nebengestein die Beziehung Diorit-Feinkorngranit von Bedeutung. Der Granit erweist sich dabei stets als jünger. Häufig ist zu beobachten, daß der Diorit in schollige, scharf begrenzte Körper zerlegt wird. Gelegentlich kommt es aber auch zur Mischung; der Granit wird dunkler, hybrid,

während der Diorit eine saure Infiltration erfährt. Meist ist der Kontakt jedoch scharf.

Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß Diorit II und Feinkorngranit einer magmatischen Reihe angehören. Die Diorite sind wohl als Erstkristallisate zu betrachten, die vor der Hauptmasse der Granite gebildet wurden.

Eine ausführlichere Diskussion der Literatur findet sich bei G. FUCHS (1962 a) und G. TROLL (1964).

3. Engerwitzdorfer Granit (TH nach G. FRASL, 1959, 1965).

Der Granit vom Typus Engerwitzdorf ist im wesentlichen ein mittelkörniger Biotitgranit mit blaßrosa Kalifeldspaten, welche cm-Größe überschreiten, und ähnelt in chemischer Hinsicht dem Weinsberger Granit (siehe Analyse Nr. 18, S. 74). Auch die Feldspäte und Zirkone zeigen Ähnlichkeit zu diesem Granit. Vom Weinsberger Granit hat er manchmal Schollen, häufiger noch einzelne große Kalifeldspäte übernommen. Das Verhältnis zum Mauthausener Granit ist dadurch gekennzeichnet, daß man einerseits (Tal der Schwarzaist, W Stranzberg) diffuse Übergangszonen zwischen Mauthausener Granit und Engerwitzdorfer Granit finden kann, an anderen Stellen hingegen der Engerwitzdorfer Granit von Ganggraniten des Mauthausener Typus durchschlagen wird.

Zur Charakterisierung dieser Granitvarietät gehört weiters noch der Hinweis, daß er mancherorts — wie speziell am S-Rand der Kettenbachsenke beiderseits Oberaigner — ein sehr deutliches Flächengefüge aufweist, das jenem des Weinsberger Granits gleichartig und gleichgerichtet ist, dem Mauthausener Granit und dem Freistädter Granodiorit jedoch abgeht.

Auf Grund dieser Beobachtungen kam G. FRASL zu dem Schluß, daß der Engerwitzdorfer Granit nicht nur in petrographischer Hinsicht, sondern auch altersmäßig eine Zwischenstellung zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit einnimmt. Die Verfasser hingegen würden den Granit vom Typus Engerwitzdorf eher als eine Varietät des Mauthausener Granits ansehen; als eine Art Hybridform des Mauthausener Granits im Kontakt mit dem Weinsberger Granit.

4. Schärddinger Granit (TH)

Der Schärddinger Granit wurde von G. HORNINGER (1936) als eigener Granit-typus aufgestellt und petrographisch, chemisch und gefügekundlich untersucht. Er gehört zu den fein- bis mittelkörnigen Granitarten des österreichischen Mol-danubikums. Vom Mauthausener Granit, dem er etwa in der Korngröße entspricht und im Aussehen ähnelt, unterscheidet er sich durch besonderen Reichtum an Fremdeinschlüssen, durch eine nur selten fehlende Cordieritführung und durch einen etwas größeren Kalifeldspatreichtum. Weiters ist zu bemerken, daß er sich auch im Gefüge etwas vom Mauthausener Granit (und überhaupt von den „normalen“ magmatischen Graniten) unterscheidet: das Gefüge des Schärddinger Granits lehnt sich mehr an das Perlgnaisgefüge an, es ist richtiggehend körnelig, die Gemengteile sind viel weniger verfilzt, als es sonst bei normalen Graniten üblich ist. Dies wird besonders im angewitterten Zustand deutlich.

Die Hauptgemengteile sind: Mikroklin, Quarz, Plagioklas und Biotit (Mengenverhältnis nach HORNINGER 39 : 25 : 23 : 13 *). Dazu tritt in geringen Mengen Cordierit und Muskovit.

Der Quarz ist xenomorph und schwach undulös auslöschend. Der Kalifeldspat ist ein flau gegitterter Mikroklin-Aderperthit, xenomorph, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Der Plagioklas ist subidiomorph, polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit-, seltener auch nach dem Periklin-Gesetz. Er ist stets schwach zonar gebaut, mit einem Kern von Oligoklas-Andesin (36—20% An, Mittel um 30% An) und einer meist scharf abgegrenzten Hüllzone von 13—17% An. Der Biotit tritt in verhältnismäßig groben Schuppen auf, z—y = rötlichbraun, x = blaß gelblich. Schwache pleochroitische Höfe sind um Apatit-, kräftige Höfe um Zirkoneinschlüsse zu beobachten. Bei beginnender Chloritisierung kam es zur Bildung von Sagenit und Titanerz. Der Cordierit tritt in rundlichen, subidiomorphen, selten auch in xenomorphen Formen auf; er ist fast stets randlich oder entlang von Klüften verglimmert (pinitisiert), z. T. auch in ein gelblichgrünes, kaum doppel- und schwach lichtbrechendes Mineral umgewandelt. Zusammen mit Cordierit findet sich mitunter reliktitisch etwas Sillimanit und Herzynit. Der in größeren Schüppchen auftretende Muskovit dürfte zumindest teilweise eine Reaktionsbildung mit Cordierit sein.

Schon erwähnt wurde der Reichtum des Schäringer Granits an Einschlüssen von Schiefergneisen, Amphiboliten, Augitgneisen usw. Eine genauere petrographische Beschreibung einiger dieser Einschlüsse findet sich bei G. HORNINGER (1936). Genetisch sind diese Einschlüsse als Relikte der auf- bzw. eingeschmolzenen vorvariszischen Metamorphite anzusprechen.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Schäringer Granits ist die weitere Umgebung der namensgebenden Stadt Schäringer. Einige weitere kleinere Vorkommen liegen zwischen Schardenberg, Münzkirchen und Raad. Auch der Untergrund der Taufkirchener Tertiärbucht dürfte zum Großteil aus Schäringer Granit bestehen, wie einige kleine Aufschlüsse bei Wienering und bei Taufkirchen a. d. Pram zeigen.

Die Kontakte des Schäringer Granits zu den ihn umgebenden variszischen Anatexiten sind mitunter verhältnismäßig scharf, wie etwa im Bereich von Brunntal (N Schäringer), öfters finden sich jedoch ganz allmähliche stufenlose Übergänge von cordieritreichen Migmatiten vom Typ Wernstein in Schäringer Granit, gut studierbar etwa am südlichen Hochbuch (P. 512, WNW Münzkirchen) oder im kleinen Steinbruch bei Prackenberg (SE Münzkirchen). Querreichende Intrusionserscheinungen wie Gänge oder Schollenkontakte konnten beim Schäringer Granit nirgends gefunden werden.

Die Altbestandsrelikte sowie die Cordieritführung des Schäringer Granits sind im Verein mit seinen Kontaktverhältnissen zum Nebengestein Anzeichen dafür, daß es sich um einen anatektischen oder palingenen Granit (ein Aufschmelzungsprodukt von älteren Gesteinen bei mehr oder weniger Stoffzufuhr) handelt.

Der Peuerbacher Granit, welcher im südlichen Sauwald in der Umgebung von Peuerbach und St. Willibald auftritt, ist als Unterart des Schäringer Granits aufzufassen. Er unterscheidet sich von jenem durch ein etwas gröberes Korn und ein meist deutliches Parallelgefüge. Der Kalifeldspat bildet hier 1—2 cm große, meist gut eigengestaltliche Einsprenglinge, auch der Biotit

*) Beide Glimmer.

ist meist größer als beim Schärddinger Granit und bildet oft idiomorphe Tafeln und Schichtstöße bis etwa 5 mm Durchmesser. Cordierit und Muskovit sind für den Peuerbacher Granit untypisch. Gemeinsam mit dem Schärddinger Granit ist jedoch die Häufigkeit der Fremdeinschlüsse und die meist unscharfen Grenzen zum Nebengestein.

Eine Probe vom Peuerbacher Granit aus dem Steinbruch in der Leiten (N Peuerbach, 350 m N Kote 540) wurde von K. FABICH (1962) chemisch analysiert. Beim Analysenergebnis ist besonders die höhere Basizität des Peuerbacher Granits gegenüber dem Schärddinger Granit auffallend, welche vor allem auf höheren Biotitgehalt zurückzuführen ist.

5. Fein- bis mittelkörnige saure Zweiglimmergranite (Th, Fu)

Der wichtigste Vertreter dieser Granitgruppe ist der **Altenberger Granit**. Bezeichnend für ihn ist ein überwiegend feines Korn, relativer Reichtum an Kalifeldspat (xenomorpher Mikroklinperthit), die Azidität der schwach zonar gebauten Plagioklase sowie ein oft beträchtlicher Hellglimmergehalt. Accessorien sind Apatit, Zirkon, Monazit, Erz, mitunter auch reichlich Sillimanit.

Der Granit zeigt oft eine deutliche Kornregelung; ein weiteres Merkmal sind häufige Biotitputzen, die aus eingeschmolzenem Perlgneis stammen dürften. Die idiomorphen Zirkone zeigen eine starke Entwicklung der steilen Pyramide (311), sie haben oft runde Kerne, die aus dem Perlgneis übernommen sind. Häufig auftretende pegmatoide Schlieren oder Lagen konkordant der Parallelstruktur des Granits sind ebenso wie querschlagende zweiglimmerführende Pegmatite für diese Granitart recht charakteristisch.

Der Altenberger Granit, der beim namensgebenden Ort auf 15 km Länge aufgeschlossen ist, bildet gegenüber den Perlgneisen teils Schollenkontakte, teils Angleichungszonen mit unscharfen Grenzen. Im Bereich Gallneukirchen — Albern — durchbricht er in unzähligen Gängen und kleineren Stöcken sowie mit seinen Apliten und Zweiglimmerpegmatiten den Weinsberger Granit.

Der Granit vom Typus Altenberg geht — wie auf der Karte angedeutet — im Gebiet südlich von Altaist im Hundertmeterbereich in den Typus Mauthausen über. Er hat aber im Altenberger Stock zum Teil noch eine schwache Deformation durchgemacht, während eine solche dem Mauthausener Granit im namensgebenden Gebiet fehlt. (Nach G. FRASL, 1959, 1960, 1965, und freundl. mündl. Mitteilg.)

Die im **Sauwald** auftretenden hellen Zweiglimmergranite, der Granit von Eitzenberg, von Kopfung und besonders jener von St. Sixt, schließen sich in ihrem Erscheinungsbild und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung eng an den Altenberger Granit des mittleren Mühlviertels an. Die Frage jedoch, ob sie mit jenem Granit auch altersgleich sind, ist offen. Im Sauwald stellen die hellen Granite eindeutig die relativ jüngsten Massengesteine dar; ihre Intrusion erfolgte zu einer Zeit, in welcher die Perlgneisbildung und die regionale Anatexis im wesentlichen bereits abgeschlossen waren. Es finden sich innerhalb dieser Granite kaum noch Altbestandsrelikte, hingegen mitunter Einschlüsse von Perlgneisen. Ihre Kontakte zum Nebengestein sind im allgemeinen scharf und ausgesprochen diskordant. Lediglich an der Südseite des Granits von St. Sixt kann eine über

100 m breite Angleichungszone gegen die Perlgneise beobachtet werden, in welcher der Granit randlich in eine perlgneis-ähnlich struierte, jedoch sauergranitisch zusammengesetzte Randfazies übergeht. Eine gewisse Parallelstruktur sowie häufige pegmatoide Lagen oder Schlieren, wie sie bereits vom Altenberger Granit beschrieben wurden, sind für diesen Randbereich bezeichnend.

Während der Granit von St. Sixt im allgemeinen eine gleichförmig-mittelkörnige Struktur aufweist, zeigen die kleineren Intrusivstöcke von Eitzenberg und besonders jener von Kopfung eine mehr feinkörnige oder feinkörnig-porphyrische Ausbildung, also bereits Anklänge an eine hypabyssische Entwicklung. (Th)

Im nordwestlichen Mühlviertel ist der Granitstock N von Julbach zu dieser Granitgruppe zu zählen. Das Gestein ist recht licht, kalifeldspat- und muskovitreich und wird häufig von Pegmatitschlieren durchzogen. Granite gleicher fazieller Ausbildung begegnet man auch häufig in kleineren Durchschlägen, etwa bei Haselbach S Kollerschlag, bei Rohrbach und Neufelden.

Der Granit von Haselbach, der in auffälliger Weise sein Nebengestein NE-SW-verlaufend, also quer zum regionalen Streichen durchsetzt, besitzt an zwei Stellen quarzporphyranähnliche Ausbildung. Diese zeigt idiomorphe Einsprenglinge von Quarz und zonarem Plagioklas (Kern 55—35% An, Rand 25—20% An), Biotit und Mikroklin, eingebettet in einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz, Feldspat und Hellglimmer. Sekundäre Umwandlungen in Chlorit (Pennin), Serizit, Epidot, Titanit sind häufig. (Fu)

6. Fein- bis mittelkörnige Granite i. A., Mauthausener Granit (Fu)

Es wurde bereits wiederholt der Begriff Feinkorngranit gebraucht, welcher Name die Feinkörnigkeit dieses Granits verglichen mit den grobkörnigen Weinsberger und Eisgarner Graniten berücksichtigt. Tatsächlich sind aber zahlreiche Spielarten dieses weitverbreiteten Granits als mittelkörnig zu bezeichnen. Wir verwenden den Namen als Sammelbegriff für eine genetisch zusammengehörige Gruppe von Graniten. Allein im oberösterreichischen Moldanubikumsanteil sind eine ganze Reihe von Lokalnamen aufgestellt worden: Mauthausener, Plöckinger, Aschacher, Schallenger, Schlägler Granit. Auch die unter 5), 7) und 9) beschriebenen Gesteine sind Spielarten dieser Granitgruppe, was schon durch die Farbgebung in der Karte angedeutet ist. Diese Granite haben für die Steinindustrie des Mühlviertels größte Bedeutung.

Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige, meist recht gleichmäßig körnige, massige Biotit- bis Zweiglimmergranite. Die Gesteinsfarbe schwankt zwischen ganz lichtem Grau und dunklerem, etwas bläulichem Grau, daher die Bezeichnung „blauer Granit“ durch die einheimische Bevölkerung. Die Struktur ist hypidiomorph. Durch größere (2 cm) Kalifeldspäte und Plagioklase wird das Gefüge manchmal etwas porphyrisch (z. B. Granit von St. Stephan a. W. — Helfenberg).

Hauptgemengteile sind idiomorpher und zonar gebauter Plagioklas (35—25% An), xenomorpher Mikroklin und Quarz sowie Biotit. Gelegentlich war auch etwas grüne Hornblende und Muskovit zu beobachten. Nebengemengteile sind

Titanit, Epidot-Klinozoisit, Orthit, Rutilnadelchen in Biotit, Apatit, Hellglimmer, Zirkon, Erz und sekundärer Chlorit. Schieferung haben die Feinkorngranite in der Regel nur im Bereich jüngerer Störungen erlitten (z. B. Pfahl, Haselbach). Gelegentlich zu beobachtendes Parallelgefüge erweist sich als Fluidal-, also Einströmungsgefüge, z. B. Einregelung von Nebengesteinsschollen und hybriden Schlieren. Mit diesem Parallelgefüge, welches nicht selten, wie etwa im Schlägeler Pluton, quer zum regionalen Streichen verläuft, stimmt auch die Großverteilung der Hybridzonen und der Titanitfleckengranite überein (siehe Karte).

Die Karte zeigt auch, daß die Intrusionen vorwiegend in Zonen auftreten, die ungefähr dem regionalen Streichen folgen. Die Form der Stöcke und Massive ist hingegen unregelmäßig und meist ohne sichtbare Beziehung zur Tektonik. Ausnahmen stellen die Intrusionen von Haselbach (S Kollerschlag) und kleinere gangförmige Körper dar, welche anscheinend den a-c- oder Okl-Klüften der umgebenden, synorogen geprägten Gesteinen folgen. Jedenfalls sind die Intrusionen nicht in den variszischen NW-SE-Bau tektonisch eingeregelt. Quergreifend und mit diskordanten Kontakten durchschlagen die Feinkorngranite ihr Nebengestein. Zu einer ausgedehnten Bildung von Mischgesteinen, wie wir sie aus der Umgebung des Weinsberger Granits kennen, ist es nicht gekommen. Die Feinkorngranite haben zwar nicht selten ihre Umgebung mit Gängen förmlich durchsiebt, die Grenzen zwischen Granit und Nebengestein sind aber fast durchwegs scharf. Nebengesteinsschollen im Granit sind gleichfalls meist scharf begrenzt. Wie hybride schlierige Partien im Granit, einzelne Weinsberger Granit-Feldspäte usw. zeigen, wurde Nebengesteinsmaterial auch eingeschmolzen, doch kann man in solchen Fällen nicht von Mischgesteinen sprechen. Lokal kann der Granitkontakt durch Aufschwemmung des Nebengesteins und Hybridisation des Granits undeutlich werden. Es handelt sich dabei aber um Einzelfälle (s. o.).

Nach den genannten Beobachtungen entsprechen die Feinkorngranite recht gut dem Bild spätorogener, nach der Hauptfaltung und nach Abklingen der Regionalmetamorphose aufgedrungener Granite.

Von einzelnen Massiven dieser Granite existieren detaillierte petrographische Untersuchungen mit chemischen Gesteinsanalysen: vom Mauthausener Massiv von E. F. MAROSCHECK (1933) und W. RICHTER (1965), vom Plöckinger Massiv von H. SCHARBERT (1955).

7. Titanitfleckengranite (Fu)

Wie bei den Dioriten II, so kann man auch in Feinkorngraniten Titanitfleckbildung beobachten. Diese Ausbildung des Granits findet sich vorwiegend in dem Gebiet SSW Aigen und W von Schlägel. Die Titanitfleckengranite treten hauptsächlich in einer SSW-NNE-streichenden Zone auf.

Die Granite entsprechen dem Typ Mauthausen, doch führen sie vereinzelt (St. Wolfgang) oder recht dicht (z. B. Stbr. Breitenstein, W von Schlägel) Titanite, die von einem hellen, biotitfreien Hof umgeben sind. Teils zeigen die einige mm bis max. 1 cm großen Titanite schön ausgebildete Kristallform (Briefkuvert), teils wachsen sie skelettartig und umschließen die angrenzenden Minerale, teils treten sie als xenomorphe, optisch gleich orientierte Korngruppen auf. Die hellen Höfe

bestehen aus einem Feldspat-Quarzgemenge, wie es sich im übrigen Gestein findet, nur daß die Umgebung der Titanite frei von Biotit ist. Die Höfe sind manchmal gelängt und parallel orientiert, entsprechend dem Fluidalgefüge des Gesteins.

Unsere in Hinblick auf die Erstellung der Übersichtskarte geführten Untersuchungen erlauben uns nicht, Aussagen über die Ursachen der Titanitfleckenbildung zu machen.

8. Hybridzonen im Mauthausener Granit (Fu)

Bei Besprechung der Feinkorngranite wurde bereits auf Erscheinungen der Hybridisation hingewiesen. Zonen, die besonders reich an Nebengesteinseinschlüssen sind und in denen der Granit durch aufgenommenes Fremdmaterial verändert erscheint, wurden auch kartenmäßig ausgeschieden.

Die Erstreckung solcher Hybridzonen gibt vermutlich Hinweise auf den Innenaufbau der Granitstöcke. So zeigen die Hybridzonen wie die Titanitfleckengranite des Schlägeler Plutons NNE-SSW-Orientierung. Wie die Karte erkennen läßt, spielen in den Feinkorngranitintrusionen solche an Fremdmaterial reiche Zonen volumsmäßig keine allzu große Rolle.

9. Freistädter Granodiorit (Th nach G. FRASL, 1957 und 1959)

Der auf unserer Karte unter dem alteingeführten Namen Freistädter Granodiorit verzeichnete ausgedehnte Tiefengesteinskörper ist nur in geologischer Hinsicht als einheitliche Eruptivmasse zu sehen; petrographisch umfaßt er Gesteinstypen, welche zwischen Normalgraniten und Granodioriten, ja sogar Tonaliten variieren. Kartierungsmäßig läßt sich ein feinkörniger Kerntyp von einem mittelkörnigen Randtyp trennen.

Besondere Beachtung verdient vor allem der basischere **R a n d t y p u s** des Freistädter Granodiorits, welcher für das freie Auge durch seine mittelkörnige, richtungslos-massige Ausbildung und besonders durch die idiomorphen dicktafeligen Biotite von etwa 1 cm Größe charakterisiert ist. Der großschuppige Biotit verbunden mit dem Plagioklasreichtum des Gesteins bedingt im frischen Zustand jenen „schwarz-weiß“-Charakter, welcher vielen Quarzdioriten und Tonaliten eigen ist.

Die idiomorphen Plagioklase sind stark zonar mit vielen Rekurrenzen, die Farbe des Biotits ist u. d. M. olivbraun. Die Zirkone zeigen (100) und (111).

Die chemische Analyse (S. 76, Nr. 33) ergibt einen fast tonalitischen Gesteinschemismus.

Mit unscharfer Grenze setzen sich gegenüber diesem Randtypus die mehr granitähnlichen und feinkörnigeren **K e r n b e r e i c h e** des Freistädter Granodiorits ab. Schon mit freiem Auge kann man in diesen feinkörnigen Granodiorit-Varietäten die unregelmäßig begrenzten Biotitschuppen und xenomorphe, einschlußreiche Kalifeldspate als bezeichnende Gemengteile beobachten. — Dieser Kerntypus schließt sich in seiner chemisch-mineralogischen Zusammensetzung eng an den Mauthausener Granit an (siehe auch die chemischen Analysen, S. 76, Nr. 30—32). Wie auf der Karte angedeutet, lassen sich die Bereiche der fein-

körnigeren, eher granitischen Varietäten — insbesondere im Raum N und NE von Freistadt — auch gar nicht streng von Graniten des Mauthausener Typus abtrennen.

Auch die von G. FRASL ausgeführten Studien an Zirkontrachten, welche eine weitgehende Übereinstimmung der Zirkonausbildung im Freistädter Granodiorit und im Mauthausener Granit ergaben, unterstützen die feldgeologisch zu gewinnende Auffassung, daß Mauthausener Granit und Freistädter Granodiorit genetisch und altersmäßig eine Einheit bilden.

10. Eisgarner Granit (Fu)

In dem auf der Karte dargestellten Gebiet ist dieser jüngste Granit auf die Zone des Böhmer Waldes beschränkt. Auf österreichischem Staatsgebiet kann man diesen Granit in zwei Vorkommen studieren: am Plöckenstein und im Bärensteinmassiv. Unter der Bezeichnung „Jungkristallgranit“ werden diese Vorkommen schon von GRABER (1936, S. 157) erwähnt.

Es handelt sich um einen grobkörnigen Zweiglimmergranit, reich an idiomorphen, dünntafeligen, 1—5 cm langen Kalifeldspäten. Die Tracht der Kalifeldspäte und der hohe Gehalt an Muskovit unterscheiden den Eisgarner vom Weinsberger Granit. Das Gestein ist massig und verwittert zu riesigem Blockwerk (Wollsackverwitterung). Turmartige Felsaufbauten krönen die höchsten Erhebungen der Kämme (z. B. Bärenstein).

Die Hauptgemengteile des Eisgarner Granits sind Mikroklin (z. T. perthitisch), Albit bis Oligoklasalbit, Quarz, Biotit (mit zahlreichen pleochroitischen Höfen), Muskovit und Serizit. Nebengemengteile sind Apatit, Titanit, Zirkon, Chlorit, Erz und etwas Rutil (als Sagenit in Biotit).

Die Kristallform der einzelnen Gemengteile ist im Eisgarner Granit wesentlich schlechter ausgebildet als etwa im Mauthausener Granit.

Die Orientierung der großen Kalifeldspat tafeln zeigt häufig Fluidalgefüge an. Entlang der Pfahlstörung ist der Granit auch geschiefert.

Der Eisgarner Granit bildet diskordante, meist scharf begrenzte Stöcke und Massive. Lediglich im Gebiet SE vom Plöckenstein ist eine stärkere Mischung mit dem Nebengestein feststellbar. Auch Gangschwärme durchsetzen hier das Nebengestein. In diesem Einzelfall dürfte es sich um Dachpartien handeln, die als seichte Auflagerung größere Massivteile des Plöckenstein-Plutons bedecken.

Das Gesamtbild des Eisgarner Granits paßt gut in die bisherigen Altersschemata von GRABER (1936, 1956) und WALDMANN (1930 b, 1951 u. a.), wonach es sich um den jüngsten Granit der variszischen Orogenese handelt.

11. Sulzberg-Granit (Fu)

Die NW-Hälfte des Bärensteinplutons besteht aus fein- bis mittelkörnigem Granit. Einzelne übernommene Feldspäte und Beobachtungen am Kontakt zeigen, daß dieser Granit jünger ist als der normale grobkörnig-porphyrische Eisgarner Granit. Der feinkörnige Granit wurde nach dem Sulzberg (1046 m, NE von Ulrichsberg) als Sulzberg-Granit bezeichnet (G. FUCHS, 1960, 1962). In Mineralbestand und Chemismus (Analysen 18, 19) zeigt er weitgehende Überein-

stimmung mit dem Eisgarner Granit, so daß es sich allem Anschein nach um einen jüngeren feinkörnigeren Nachschub desselben handelt.

Das lichtgraue, manchmal etwas grünliche Gestein ist massiv ausgebildet mit gut entwickelter Klüftung. Es enthält nicht selten pegmatitische Linsen mit Turmalin und Muskovittafeln, Imprägnationen von Flußspat sowie Kluftbeläge von Flußspat und Chlorit.

WSW vom Sulzberg ist der Granit an einer Störung verschiefert. Turmalin und etwas Molybdänglanz (?) sind in dem gebleichten Gestein zu beobachten. Der Biotit ist in Muskovit umgewandelt. Demnach scheinen pneumatolytische Erscheinungen im Sulzberg-Granit eine gewisse Verbreitung zu besitzen, was auch gut zum Charakter eines Spätgranits paßt.

Hauptgemengteile des Sulzberg-Granits sind Mikroclin, Albit bis saurer Oligoklasalbit (teilweise Umwandlung in Serizit), Quarz, Muskovit, Biotit (häufig in Muskovit und Chlorit umgewandelt). Ein Teil des vorhandenen Hellglimmers sowie der gesamte Chlorit (Pennin) sind sekundär, anscheinend durch Autometamorphose entstanden. Nebengemengteile sind Zirkon, Titanit, Apatit und Erz. Das Gestein zeigt hypidiomorphe Erstarrungsstruktur.

Der Sulzberg-Granit ist als Nachschub des Eisgarner Granits das jüngste Glied in der Reihe der variszischen Granite.

12. Anhang: Ganggesteine etc.

Granitporphyre bis Quarzdioritporphyrite (TH)

Im Sauwald und im Gebiet zwischen Linz und der Rodl-Linie treten entlang einiger markanter, weithinstreichender Kluftsysteme unabgespaltene Ganggesteine auf, welche in ihrer Zusammensetzung zwischen Quarzdioritporphyriten und Granitporphyren liegen. Gangscharen ähnlicher Hypabyssite finden sich gehäuft in der weiteren Umgebung des Plöckinger Granits sowie im Intrusionsbereich des Freistädter Granodiorits. Im Sauwald erreichen diese Gänge Mächtigkeiten von über 10 Meter.

Ganz allgemein gesprochen zeigen diese Ganggesteine eine feinkristalline Grundmasse von hellgrauer, grünlichgrauer, mitunter auch rötlichgrauer Farbe, welche sich u. d. M. als ein engverzahntes Gemenge von Quarz, Plagioklas, \pm Kalifeldspat und mehr oder minder feinen Glimmerschüppchen erweist. Darinnen finden sich reichlich mehrere mm-große Einsprenglinge von meist gut eigengestaltlichem Plagioklas (stets mit ausgeprägtem Zonar- und meist mit koplexem Zwillingsbau) sowie Quarzeinsprenglinge von z. T. noch ausgeprägter Dihexaederform (zumeist jedoch erheblich magmatisch korrodiert). Auch der Biotit, der fast immer etwas vergrünt ist, kann „Einsprenglingsgröße“ erreichen, desgleichen (falls vorhanden) die Hornblende.

Genauere petrographisch-chemische Untersuchungen liegen von G. HORNINGER (1936) vom Gang von Amelreiching (westlicher Sauwald) sowie von H. G. SCHARBERT (1957) von einigen Gängen des westlichen Mühlviertels vor, auf die hier verwiesen werden kann.

Dioritporphyrite und Lamprophyre (Fu)

Diese Ganggesteine treten vorwiegend nördlich der Donau und südlich der Linie Kollerschlag—Neufelden auf. Von der deutschen Grenze im Westen ist die lamprophyrrreiche Zone bis in den Raum von Aschach zu verfolgen. Auch aus dem Bereich NE Leonfelden sind einige Gangvorkommen bekannt. Im übrigen Kartengebiet finden sich Lamprophyre nur höchst selten.

Die Gesteine bilden Gänge von meist geringer Mächtigkeit (0,1—1,5 m), selten übersteigt diese 4 m. Die Salbänder sind vorwiegend ebenflächig, es gelingt aber meistens nicht, die Gänge im Gelände weit zu verfolgen, da sie anscheinend recht absetzig sind.

Die grünlichgrauen, z. T. dunkelgrauen Gesteine sind feinkörnig, manchmal fast dicht. Sie sind sehr hart, zäh und brechen splittrig. Größere Hornblendekristalle (Nadelporphyrite), Biotitblättchen, seltener Feldspäte verleihen dem Gestein häufig porphyrischen Charakter.

U. d. M. erweist sich die Grundmasse als feinkörniges bis -filziges Gemenge von Plagioklas, Biotit, Hornblende und gelegentlich auch Quarz. Die idiomorphen, häufig zonar gebauten Einsprenglinge sind Plagioklas, dessen An-Gehalt zwischen 62% im Kern und 35% im Außensaum schwankt, gelblich- bis bräunlichgrüne gemeine Hornblende und Biotit. Nebengemengteile sind Titanit, Apatit und Erz. Hellglimmer, Chlorit und Epidot, die gelegentlich zu beobachten sind, sind hydrothermalen bzw. sekundärer Entstehung.

Die beschriebenen Ganggesteine zählen zu den jüngsten Magmatiten im Kristallin des Mühlviertels und Sauwaldes.

K. und E. VOHRZYKA (1960) geben aus dem Bereich der Rodlstörung ungeschieferte Lamprophyre an und erwägen für diese sogar kretazisch-tertiäres Alter. Da im Regensburger Wald, wo jüngere mesozoische und tertiäre Schichten dem Kristallin auflagern, die fraglichen Ganggesteine nirgends in diese eindringen, scheint uns ein spätvariszisches Alter wahrscheinlicher (G. FUCHS, 1962).

Aplitkörper (Th)

Bei Anitzberg findet sich inmitten des Freistädter Granodiorits ein Aplitstock (WIESER, FRASL) dessen Gestein weithin als Schottermaterial und für helle Markierungswürfel beim Straßenbau verwendet wird. Ein weiterer zum Freistädter Granodiorit gehöriger Aplitstock liegt etwas abgetrennt vom NE-Ende der Hagenberger Masse beim Eder. Auch er ist etwas NE-SW gestreckt und dabei über 1 km lang. Er wird von FRASL (1957) als aplitische Randfazies des Freistädter Granodiorits aufgefaßt, der dazugehörige granodioritische Kern wäre im Feldaisttal aufgeschlossen. Im Schweremineralbestand des Verwitterungsgruses dieses und des Anitzberger Aplits hatte auffälligerweise Xenotym etwa die gleiche Bedeutung wie der Zirkon (FRASL).

Eine aplitische (oder aplitgranitische) Ausbildung des Freistädter Granodiorits ist nach E. ZIRKL (1960) auch bei Breitenberg und SE von Unterrauhenödts anzu treffen. Einige kleinere Aplitvorkommen verzeichnet er NE von Kerschbaum.

Ein dem generellen Schichtstreichen folgender granat- und glimmerführender Aplit bis Granat-Pegmatit (GRABER, 1929, 1956, SCHADLER, 1938, 1952) sowie ein etwas mächtigerer linsiger Stock desgleichen Gesteins tritt im Bereich der Donauschlingen NW von Aschach auf. Ein Äquivalent dazu mag ein stark kataklastischer azidischer Gneis sein, welcher beim Bau der Schleuse des Kraftwerkes Jochenstein angetroffen wurde. Auch er führt neben Quarz, Mikroklin und Plagioklas idiomorphen und frischen hellroten Granat bis 4 mm Durchmesser.

Basische Restite im Weinsberger Granit (TH)

Dunkle Schollen von annähernd dioritischer Zusammensetzung können im westlichen Mühlviertel als schlecht oder nicht verdaute Reste des Nebengesteins des öfteren im Intrusions- und Migmatisierungsbereich des Weinsberger Granits angetroffen werden. Besonders häufig etwa (nach G. FUCHS) im Böhmer Wald im Gebiet südlich des Hochfichtel. Im Bereich zwischen Steyregg—Gallneukirchen—Mauthausen wurden einzelne größere Schollen dieser Art auch kartenmäßig verzeichnet (G. FRASL).

IV. Mylonite und Störungszonen (Fu)

Einige über weite Entfernungen zu verfolgende Störungen zerlegen das moldanubische Kristallin Oberösterreichs in einzelne Blöcke. Die an die Störungen grenzenden Gesteine sind fast durchwegs geschiefert und zeigen sämtliche Zwischenstadien bis zum Ultramylonit. Lediglich Quarzdioritporphyrite (O. THIELE, 1961) und Lamprophyre (K. und E. VOHRZYKA, 1960, W. FLIESSER, 1960) erweisen sich manchmal als jünger als die Mylonite.

Quarzgänge, wie sie etwa an der Pfahlstörung im Bayerischen Wald zu beobachten sind, spielen in Oberösterreich keine Rolle. Nur im Raume St. Stephan—Helfenberg waren im Tal der Steinernen Mühl weiße Gangquarze am Pfahl zu beobachten.

Die großen Störungszonen sind auch morphologisch im Landschaftsbild deutlich ausgeprägt (Pfahl-, Donau-, Rodl- und Haselgrabenstörung).

Aus der Karte ist der Verlauf dieser Störungen zu ersehen, man erkennt aber auch, daß an ihnen tektonisch und im Gesteinsbestand verschiedene Blöcke aneinandergrenzen.

Im Bereich Schwarzenberg—St. Oswald bei Haslach überschreiten die Eisgarner Granite des Böhmer Waldes nirgends die Pfahlstörung, dies tritt erst viel weiter westlich im Gebiet von Saldenburg ein. Die Mauthausener Granite des Zwischenmühlrückens aber setzen nicht in das Gebiet NE vom Pfahl fort. Erst ab Haslach findet sich Feinkorngranit auch NE der Störung. Es scheint somit die NE-Scholle (Böhmer Wald) gegenüber der SW-Scholle am Pfahl gegen SE verschoben zu sein. Auch im Bau zeigen sich diesseits und jenseits der Störung Unterschiede. E-W-Streichen herrscht NE des Pfahls, SW davon straffes herzynisches NW-SE-Streichen.

Die ebenfalls NW-SE orientierte Donaustörung trennt die vom Weinsberger Granit beeinflussten Gesteine nördlich der Donau von den Perlgneisen und Schärtinger Graniten des Sauwaldes.

An der NE-SW verlaufenden Rodlstörung stößt die vom Weinsberger Granit durchsetzte, straff NW-SE streichende Zone scharf ab gegen die Gneise des Raumes nördlich Linz, die dem Sauwaldkristallin entsprechen. An der Rodlstörung scheint somit die SE-Scholle gegenüber der NW-Scholle gegen NE bewegt. Diese Verstellungstendenz ist auch im Grenzbereich Mühlviertel—Waldviertel — schon außerhalb des dargestellten Raumes — an Brüchen zu beobachten, die wie die Rodlstörung SW-NE verlaufen.

In der Richtung der Rodlstörung verläuft auch die kleinere Störung SSW Kollerschlag (G. FUCHS, 1962 a), die in der Übersichtskarte irrtümlich nicht eingetragen ist.

V. Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes

Von WERNER FUCHS

(mit 1 Tabelle und 1 Tafel)

Obwohl die Verbreitung tertiärer und quartärer Sedimente auf der geologischen Übersichtskarte des Kristallins des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes keine stratigraphischen Untergliederungen erfahren hat, scheint es doch um der Vollständigkeit und des besseren Verständnisses willen vorteilhaft, bei einer geologischen Beschreibung des Gebietes auch auf jene Ablagerungen einzugehen. Seit der letzten zusammenfassenden Darstellung der Molassezone durch F. X. SCHAFFER & R. GRILL, 1951, sind nämlich viele neue und wesentliche Forschungsergebnisse erzielt worden. Die Veröffentlichungen dieser Resultate aber sind in zahllosen Publikationsreihen verstreut. Teilweise liegen auch nur interne Berichte vor.

Bei meinem Bemühen, die geologischen Kenntnisse über diesen Raum, auf den gegenwärtigen Stand gebracht, für einen weiteren Interessentenkreis zusammenzutragen, konnte ich jederzeit auf die freundlich gewährte Hilfe der Herren Dr. R. GRILL, Prof. Dr. R. SIEBER (beide Geol. Bundesanstalt, Wien) und Dr. F. STEININGER (Universität Wien) rechnen, wofür ich herzlichst danken möchte.

Die Gestaltung des Untergrundes

Die kristallinen Gesteine des Böhmisches Massivs verschwinden gegen Süden zu allmählich unter die junge, tertiäre Bedeckung. Für das langsame Abtauchen sprechen wohl die weit nach Süden reichenden Kristallinsporne, die tief nach Norden in das Grundgebirge eindringenden Tertiärbuchten, aus denen immer wieder noch Kristallinerhebungen aufragen, und die Ergebnisse der Tiefbohrungen im Molassebereiche. Das in seinen wesentlichen Zügen schon prächtisch geschaffene und heute im Süden nur unvollständig exhumierte Relief des kristallinen Untergrundes ist durch tektonische Bewegungen noch verstärkt worden. Derartige im Bereiche dieses Kartenblattes zumeist herzynisch NW-SE-streichende, prä-, syn- und postsedimentär aktive Bruchbahnen konnten durch die Befunde der Oberflächenkartierung etwa im Eferdinger Becken (H. V. GRABER, 1927) und in dem von Gallneukirchen (R. GRILL, 1937) festgehalten werden, weiters in der Taufkirchener Bucht, wo deutliche Harnisch- und Ruschelzonen im Bereiche von durch Seismik und Bohrungen offenbar gewordenen, begrabenen Steilhängen des Kristallins beobachtet wurden (R. GRILL, in R. GRILL & L. WALDMANN, 1951).

Über die Gestaltung des dem heutigen Massivrands unmittelbar im Süden anschließenden Beckenuntergrundes gibt R. GRILL (in R. GRILL & L. WALDMANN, 1951) wichtige Hinweise; er faßt dabei Ergebnisse eigener geologischer Feldaufnahmen und Daten geophysikalischer Messungen sowie von Tiefenaufschlüssen zusammen: Der von H. REICH (1945) seismisch aufgefundene, im obertags austreichenden, von J. SCHADLER, 1932, entdeckten Biotitgranite östlich von St. Va-

lentin gipfelnde Rücken von Altenhofen — Strengberg stellt gemeinsam mit der wahrscheinlich bruchartig vertieften, an seiner NE-Flanke gelegenen Rinne die südöstliche Fortsetzung des Hohenstein-Zuges und der Tertiärmulde des Gallneukirchener Beckens dar. — Die Aussage einer nach SE gerichteten Erstreckung des durch den Herzynischen Donaubruch gegen E zum Eferdinger Becken hin abgeschnittenen Mairhofberg-Rückens bis in das Weichbild der Stadt Wels ermöglichen vor allem die Resultate der Seismik. — Im Raume von Taufkirchen — Raab konnte auf Grund zahlreicher Bohrungen und der Geophysik ein NW-SE-streichender, begrabener Kristallinrücken (= Taufkirchener Rücken) belegt werden, an den sich im NE eine tiefe, tektonisch mitbestimmte Mulde anschließt (= Sighartinger Rinne).

Mesozoische Sedimente

Während die meisten Bohrungen im Gebiete des vorliegenden Kartenausschnittes — soweit sie überhaupt die gesamte Tertiärüberlagerung durchteuften — danach gleich den kristallinen Fels der Böhmisches Masse erreichten, dessen Ausbildung die Verbindung dieser Vorkommen leicht mit jenen an der Oberfläche benachbart auftretenden Gesteinszügen zuläßt, waren in den beiden Tiefenaufschlüssen Winetsham 1 und 2 unter den Molasseschichten auch noch geringmächtige, jurassische Ablagerungen in fränkischer Fazies festgestellt worden.

Von der geologischen Auswertung des gemeißelten Bohrgutes der 1918 auf artesisches Wasser angesetzten Bohrung Winetsham 1 (ca. 1 km NW von Andorf) berichtet W. PETRASCHECK, 1922, das folgende Profil: Bis 268,9 m Schlier; bis 271,0 m Granit; bis 272,3 m brauner, grobkörniger Eisensandstein; bis 277,8 m gelblichweißer Kieselkalk mit Hornsteinknollen; bis 303,0 m Granit (Endteufe). Er wies auf die lithologische Vergleichbarkeit der durchörterten Kieselkalke mit den Ortenburger Schichten (Oberes Oxford, Malm β) westlich von Passau hin und mutmaßte Dogger für die Bildungszeit des hangenden Eisensandsteines. Die demnach überkippt liegenden Juraschichten sind an einer nach SW schauenden Aufschiebung eingezwängt, eine Deutung der Lagerungsverhältnisse, die der unmittelbar unter der Tertiärbasis angetroffene Granit nahelegt.

Die Bearbeitung des Kernmaterials der 1927/28 abgeteuften, vom ersten Tiefenaufschlusse nur ungefähr 100 m entfernten Bohrung Winetsham 2 durch F. E. KLINGNER (1929) bereichert die Kenntnis dieses Juravorkommens. Es liegt nachstehendes Profil vor: Bis 265,3 m Tertiär; bis 266,4 m dunkelgrüne Schiefer-tone mit Feuerstein-Brocken, dieses Sediment könnte möglicherweise dem cenomanen „Grünsand“ entsprechen, der etwa in der Gegend von Regensburg in Grünsandton überzugehen scheint (W. KLÜPFEL, 1923); bis 267,9 m z. T. fossilführende Kieselkalke mit Hornsteinknollen (den Ortenburger Schichten gleichzusetzen); bis 276,5 m bräunlicher, sandiger Kalkstein, z. T. oolithisch; bis 288,0 m bräunlicher, sandiger, oolithischer Kalkstein mit Crinoiden-Führung; bis 289,6 m Sandstein mit Pyritkonkretionen und Kohleschmitzen; bis 314,6 m (Endteufe) Granodiorit nach L. WALDMANN (in R. GRILL & L. WALDMANN, 1951), dessen einstige Oberfläche eine tiefgründige, Laterit-ähnliche Verwitterung aufweist (F. E. KLINGNER, 1929). Sich auf lithologische und paläontologische Ver-

gleiche mit dem fränkischen Raume stützend, rechnet F. E. KLINGNER den Schichtkomplex zwischen den Äquivalenten der Ortenburger Schichten und dem kristallinen Grundgebirge dem Malm α bis Dogger ϵ (Macrocephalen-Stufe) zu.

Wenngleich dieser Jurafundpunkt in Massivrandsnähe bis jetzt der einzige im zu besprechenden Gebiete geblieben ist, legt er doch beredtes Zeugnis ehemals weitverbreiteter, mesozoischer Deckschichten der Böhmisches Masse ab. Es sind das Ablagerungen, wie sie teilweise in der Umgebung von Regensburg anstehen und in der zweiten Hälfte der dreißiger Jahre im angrenzenden Bayern erbohrt worden sind. 1949 machte H. BÜRGL ein Weiterstreichen der Gesteine auf österreichisches Territorium wahrscheinlich, wo heute deren Verbreitung durch die Prospektions- und Aufschlußtätigkeit der Rohöl-Gewinnungs AG. bereits ziemlich genau feststeht (E. BRAUMÜLLER, 1961). Südlich etwa der Linie Obernberg — Meggenhofen ist über der kristallinen Basis eine wohl nahezu geschlossene, stratigraphisch indessen sehr lückenhafte, bis mehrere hundert Meter mächtige, paläozoische und mesozoische Schichtfolge in ausschließlich germanischer Vorlandfazies vertreten (Oberkarbon, Permo-Trias, Malm und Cenoman bis Campan der Oberkreide). Die Grenze zum Kristallin bilden häufig prätertiäre Brüche.

Tertiäre Sedimente

C h a t t

Als ältestes, am Nordrande dieses Molasseabschnittes ausstreichendes Glied der Beckenfüllung galten bisher die bekannten *L i n z e r S a n d e*, die, vom östlichen Blattrande über die Umgebung von Linz bis nach Nieder-Waiding (SE Peuerbach) im Gelände verfolgbar, direkt der kristallinen Basis aufruhend. Weiter gegen Westen hin bedeckt Unter-Helvet (Robulus-Schlier) das Grundgebirge. Der einstige Küstensaum des chattischen Meeres verlief in diesem Bereiche etwas südlicher, wie das auch aus den Daten der Bohrungen des Leoprechtinger Schwerölfeldes deutlich wird (R. GRILL, in R. GRILL & L. WALDMANN, 1951). Die weißen, häufig durch Bodenlösungen hellgelb verfärbten oder manchmal auch intensiv gelb geflammten Quarzsande haben einen prozentuell kleinen Anteil an Feldspat und Glimmer, sind ungeschichtet, zumeist feinkörnig-resch, jedoch mit nicht unbedeutenden, grobkörnigen Einstreuungen (bis Quarzkieselgröße). Mitunter sind auch unregelmäßig begrenzte Partien des Sandes konkretionär verfestigt. Geringe Einschaltungen von Kristallsandsteinen (Sandsteine mit orientiertem, kalzitischem Bindemittel), vergleichbar mit den Vorkommen von Perg und Wallsee, meldet R. GRILL, 1937, aus dem Gallneukirchener Becken (NW Katzdorf).

Schon O. ABEL forderte für die ursprünglich als Burdigal angesehenen Linzer Sande zumindest eine Einstufung in das Aquitan, vor allem im Hinblick auf die Entwicklungshöhe der daraus geborgenen Walfauna. Erst der Bearbeitung der im oberösterreichischen Landesmuseum in Linz aufbewahrten, in der näheren Umgebung der Stadt aufgesammelten Reste von Landsäugetieren durch O. SICKENBERG, 1934, gelang die endgültige Zuweisung in das *C h a t t* (= tieferes Egerien, nach der neuen, von A. PAPP und Mitarbeitern 1968 vorgeschlagenen Nomenklatur der Zeiteinheiten der zentralen Paratethys). Dieses Ergebnis wurde

Zeiteinheiten	Die Sedimentfolge am nördlichen Molasserande Oberösterreichs
Pleistozän	Bildung weiter Schotterdecken, später darin eingetiefter Terrassentrepfen, somit langsame Gestaltung der heutigen Landschaft
Pliozän	
Sarmat	
Torton (= Badenien)	
Ober-Helvet (= Karpatien)	
Unter-Helvet (= Ottnangien)	Robulus-Schlier mit Einschaltung der Enzenkirchener Sande Phosphoritsande (im Osten) und fossilreiche Grobsande (im Westen)
Burdigal (= Eggenburgien)	
Aquitän (= höheres Egerien)	Älterer Schlier Jüngere Linzer Sande
Chatt (= tieferes Egerien)	Graue Tonmergel (ältere) Linzer Sande Pielacher Tegel

Tabelle 1. Stratigraphische Übersicht der tertiären Schichten am Nordrande der Molassezone in Oberösterreich.

durch eine 1960 von E. THENIUS durchgeführte, neuerliche Musterung der Bestände bestätigt. Es ist hauptsächlich der für das Ober-Oligozän mit hohem Leitwerte ausgezeichnete Säuger *Microbunodon minus* (CUV.) aus der Faunula hervorzuheben, des weiteren *Anthracotherium* sp. und *Protaceratherium* ex aff. *albigense* (ROMAN). Die Sirene *Halitherium christoli* FITZINGER hatte sich als hochspezialisierte Form des mitteloligozänen *H. schinzi* KAUP erwiesen, was gemeinsam mit den zuerst erwähnten Walen ebenfalls gut mit der chattischen Einstufung vereinbar ist.

Von R. GRILL waren 1937 Molluskenfaunen aus den Linzer Sanden des Gallneukirchener Beckens und der Linzer Umgebung bearbeitet worden, die gleichfalls eine Einstufung in das Chatt zugestanden. 1953 trug R. SIEBER durch die Meldung einer weiteren Fossilvergesellschaftung aus der Gegend von Steyregg zur besseren Kenntnis des Fauneninhaltes und der dadurch möglichen Altersdatierung des Sedimentes bei. In letzter Zeit erst waren nun wiederum die von R. GRILL untersuchten Molluskensammlungen von F. STEININGER nach modernen Gesichtspunkten revidiert und durch eigene Grabungen ergänzt worden. Diese Durchsicht des Faunenbestandes bekräftigte die schon früher erzielte, stratigraphische Zuordnung. Eine Liste der wichtigsten und kennzeichnendsten Formen stellte Herr Dr. F. STEININGER (Universität Wien) dem Autor in entgegenkommendster Weise zur Verfügung:

Pitar polytropa ANDERSON
Pitar splendida (MERIAN)
Pitar cf. beyrichi (SEMPER)
Cyprina islandica rotundata AGASSIZ
Isocardia cf. lunulata NYST
Glycymeris pilosus lunulata (NYST)
Glycymeris cor (LAMARCK)
Isognomum sandbergeri (DESHAYES)
Chlamys incomperabilis RISSO
Musculus cf. taurinensis (BONELLI)
Astarte nov. sp.
Barbatia barbata LINNE
Laevicardium cingulatum GOLDFUSS
Laevicardium cf. tenuisulcatum (NYST)
Cardium praeaculeatum HÖLZL
Pholadomya puschi GOLDFUSS
Ostrea callifera LAMARCK
Thracia ventricosa PHILIPPI
Thracia cf. scabra KOENEN
Arcoperna micans (A. BRAUN)
Clavagella oblita MICHELOTTI
Turritella venus ORBIGNY
Cassidaria echinophora (LINNE)
Drepanocheilus cf. megapolitana (BEYRICH)
Dentalium kickxi NYST

Die Linzer Sande wurden und werden für die Bau- und Glasindustrie abgebaut. Bohrarbeiten in der Zwischenkriegszeit, vornehmlich aber nach 1945, erschlossen die kleine, in den oberoligozänen Sanden befindliche Schweröllagerstätte Leoprechting (2 km E Taufkirchen/Pram).

Von der Basis der Linzer Sande in unmittelbarer Massivrandnähe wird vielfach Vertonung der reschen Psammite bzw. Wechsellagerung und Übergang in tegelige Schichten berichtet. 1965 konnte der Verfasser (W. FUCHS, interner Bericht 5) im von der Donaukraftwerke-AG. gezogenen Kernmateriale der Bohrung Ottensheim 101 graugrüne bis blaue, selten geschichtete, partienweise etwas sandige Tone mit Lumachellelagen (*Cerithium*, *Theodoxus*, *Ostrea* u. a.) und dünnen Glanzkohlenflözen unter den Oligozänsanden untersuchen. Dabei gaben die megafossilführenden Anteile eine zwar spärliche, ihrer Zusammensetzung und ihres Erhaltungszustandes wegen jedoch recht bezeichnende Mikrofauna frei: *Discorbis imperatoria* (ORBIGNY), *Haplocytheridea dacica* (HEJJAS), *Chara*-Oogonien und Fischreste. Die lithologische Ausbildung und der faunistische, auf brackisch-limnische Umweltsbedingungen deutende Inhalt des Sedimentes stimmen vollkommen mit jenen des aus Niederösterreich schon seit langem bekannten Pielacher Tegels überein und wären somit erste sichere Belege für dessen Vorkommen auch am oberösterreichischen, nördlichen Molassesäume. In Niederösterreich, aus dem Gebiete um Melk, war schon von O. ABEL, 1904, das allmähliche Übergehen des basalen Pielacher Tegels in die den Linzer Sanden gleichzusetzenden Älteren Melker Sande (dieser altersmäßige Vergleich ist zuletzt von E. THENIUS, 1960, untermauert worden) beschrieben und vom Autor dieser Zeilen 1964 (a) bestätigt worden (Sitzenthal, jetzt leider durch den Güterwegeneubau eingeebnet, und E Pielach).

Älteren Berichten nachgehend, kommt der Verfasser zu der Auffassung, daß etwa auch die Kohlenlager von Mursberg, von J. SCHADLER, 1966, in der geologischen Karte von Linz und Umgebung als Einlagerung des Älteren Schliers eingetragen, nach den im Archive der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt aufbewahrten Bohrprofilen und Gesteinsbeschreibungen dem Niveau des Pielacher Tegels zugehören. Zur gleichen Annahme verleiten die Notizen H. BÜRGLS aus dem Ölfelde Leoprechting (1951, unveröffentlichter Bericht 5 an die PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.), wo unter den Linzer Sanden Kohleschmitzen, Pflanzenhäcksel und z. T. brackisch-limnische Mollusken-führende Kohlentone und bunte, feste Tonsande angeführt werden. Ähnliche Verhältnisse dürften die Kohlebohrungen NNE Obenberg (R. GRILL, 1937) und im Raume Eferding angetroffen haben.

Im Bereiche des Schwerölfeldes Leoprechting hatten eine Reihe von Bohrungen über den Linzer Sanden und unter dem basalen Transgressionshorizonte des Robulus-Schliers dunkelgraue Tonmergel mit mariner Mikrofauna durchsunken. Eine spätere, mikropaläontologische Bearbeitung dieses Sedimentes durch K. GOHRBANDT (1960, nicht veröffentlichter Bericht an die Rohöl-Gewinnungs AG., siehe auch E. BRAUMÜLLER, 1961) erwies dessen chattisches Alter, nachdem er u. a. *Vaginulinopsis pseudodecorata* HAGN, *Bolivina beyrichi carinata* HANTKEN und *Cibicides* sp. 67, Formen, die nach den in Bayern und im Innviertel gesammelten Erfahrungen nicht über das Chatt hinaus zu verfolgen sind, aufgefunden hatte. Die Fauna insgesamt zeigte andererseits keinerlei Merkmale rupelischen Alters.

Aquitane

Am nördlichen Molasserande zeigt das folgende Aquitan (= höheres Egerien, nach A. PAPP, 1968), verglichen mit dem Chatt, eine deutlich regressive Tendenz. Obertags finden sich seine Ablagerungen ebenfalls nur auf dem östlichen Kartenabschnitte beschränkt, gegen Westen hin weicht die Verbreitung aquitanischer Schichten noch augenfälliger nach Süden zurück, da solche auch in den Bohrungen Innviertel 1 und 3 und Winetsham 1 und 2 fehlen.

Sandige Randbildungen sind bislang kaum gemeldet. Lediglich von Nieder-Waiding beschreibt F. ABERER, 1960 (fide E. BRAUMÜLLER, 1961), über den weißen, feinkörnigen Linzer Sanden und unter den Tonmergeln des Aquitan-Schliers ca. 2 m mächtige, gelbbraune, mittel- bis grobkörnige, resche Sande mit einer basalen Feinschotterlage. Im Raume NW St. Pölten hatte bereits 1956 R. GRILL derart entwickelte Sande in der gleichen Position zwischen weißen, feinkörnigen Melker Sanden und violettschwarzen Tonschiefern des Aquitans angetroffen und als Jüngere Melker Sande benannt. 1960 war mit der Bestimmung der Wirbeltierreste aus der Sandgrube von Obritzberg durch E. THENIUS ihr aquitanisches Alter erwiesen. Infolge der übereinstimmenden Tatsachen könnte man deshalb diese sandige Fazies des höheren Egerien in der weiteren Linzer Umgebung als Jüngere Linzer Sande bezeichnen.

Flächenmäßig größeren Anteil an der Oberfläche hat der Ältere Schlier, der etwa von Nieder-Waiding ostwärts einen wechselnd breiten Streifen des dem Kristalline nahen Bereiches der Molassezone auf diesem Kartenblatte einnimmt.

Das Sediment (nach R. GRILL, 1937) ist zumeist dunkel- bis schwarzgrauer oder schokoladebrauner, feinsandig-glimmeriger, fester, gut geschichteter bis schiefriger Ton, seltener Tonmergel, mit zahlreichen Fischresten (vor allem Melettaschuppen) und mit freiem Auge schon sichtbaren, sandschaligen Foraminiferen und Pflanzenhäckseln auf den Schichtflächen. Augenfällige Einschlüsse sind große, brotlaib- und walzenförmige Ton- und Mergelsteinkonkretionen sowie kleinere aus Schwefel-eisen. Überdies treten nicht selten dünne, phosphoritische Lagen und nur wenige Zentimeter Durchmesser aufweisende, verschiedengestaltete, lichtbraungraue bis schwarzbraune Phosphoritkonkretionen im Schlier auf, worauf erstmals J. SCHADLER, 1934, aufmerksam gemacht hatte. Er betrachtet diesen Phosphorit-führenden Schlier als Muttergestein der miozänen Phosphoritvorkommen (z. B. Phosphoritsande von Plesching bei Linz, siehe 1945). Dunkelbraune, dichte, feinschichtige und streifige, dünne Lagen von Menilit meldete J. SCHADLER (in E. HOFMANN, 1944) aus der Gegend von Prambachkirchen.

Der an Megafossilien sehr arme Ältere Schlier war früher ganz allgemein in das Chatt gestellt worden. Inzwischen konnte die Mikropaläontologie in Bayern, später auch in Österreich, an Hand großartiger, durch viele Tiefbohrungen erschlossener Molasseprofile die stratigraphische Situation zumindest innerhalb dieser alpinen Vorlandsenke erhellen und klären. In jüngerer Zeit durchgeführte Untersuchungen des Mikrofossilgehaltes des am Massivrande austreichenden Älteren Schliers, etwa um Eferding oder im Gallneukirchner Becken durch W. SCHORS und K. GOHRBANDT (unveröffentlichte Berichte an die Rohöl-Gewinnungs AG.), ergaben, daß diese hangenden Schlieranteile in das Aquitan einzustufen sind. Dem fügt sich die immer transgressiv die Linzer Sande überlagernde Position des Älteren Schliers gut an. Recht charakteristische, besonders für die Abgrenzung zum Burdigal hin wichtige Faunenelemente stellen *Bathysiphon taurinensis* SACCO, verschiedene Cyclamminen, *Uvigerina* cf. *farinosa* HANTKEN, *U.* aff. *semiornata* ORBIGNY, *Chilostomella ovoidea* REUSS und *Bulimina ovata* (ORBIGNY) dar.

Burdigal

Sedimente des Burdigals (= Eggenburgien, nach A. PAPP, 1968) heben weder am Rande der Böhmisches Masse aus, noch wurden derartige Ablagerungen in den Tiefbohrungen, die im Bereiche der Karte abgeteufelt worden waren, vermerkt. Ein Blick auf die paläogeographische Karte der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs von E. BRAUMÜLLER (1961) veranschaulicht das starke Zurückweichen des Meeres nach Süden zu jener Zeit.

Unter-Helvet

Zu Beginn des tieferen Helvets (= Ottmangien, nach A. PAPP, 1968) stößt die See weit gegen Norden vor, dabei die alten Strandlinien der früheren Meeresbedeckungen des nördlichen Molassesauces zum Teile beträchtlich hinter sich lassend. Das Unter-Helvet liegt nicht nur deutlich transgressiv auf Ablagerungen des Chatts und Aquitans, es ruht besonders in den westlichen Teilen dieses Gebietes direkt dem kristallinen Grundgebirge auf.

Diese neuerliche, augenfällig raumgreifende Ingression des Meeres ist durch einen deutlich ausgeprägten Transgressionshorizont markiert. Es sind das zunächst die vom Trefflinger Sattel nordöstlich von Linz bis etwa in die Gegend südöstlich von Peuerbach entwickelten Phosphoritsande, graue bzw. infolge des bedeutenden Glaukonitgehaltes grünliche, feldspatreiche, mittel-, hauptsächlich aber grobkörnige, teilweise fossilführende Quarzsande. Recht bezeichnend für dieses Sediment sind die von einer dünnen, metallisch glänzenden Haut umgebenen, durchschnittlich 2 bis 8 cm durchmessenden, unregelmäßig gestalteten Phosphoritknollen. 1932 beschrieb sie J. SCHADLER zum ersten Male von Plesching bei Linz. Die Beobachtungen beim Studium anderer Phosphoritsandvorkommen in der weiteren Linzer Umgebung (1934) ließen denselben Autor die Herkunft dieses charakteristischen Sedimentanteiles erkennen. Die Sande treten nämlich entweder mit deutlicher Diskordanz im unmittelbar Hangenden des Phosphoritlagen und -konkretionen führenden Älteren Schliers auf oder finden sich zumindest nicht allzu weit von diesem entfernt. Das eindringende Meer des Unter-Helvets hatte also gewisse Bestände des aquitanen Schliers aufgearbeitet, die Phosphorite umgelagert und in seinen basalen Ablagerungen wiederum abgesetzt. Auf Grund der oben im Vergleiche zum Liegenden angeführten Lagerungsverhältnisse schloß J. SCHADLER auf ein wesentlich geringeres Alter der Phosphoritsande und wies sie damals schon als Bildungen der miozänen Transgression aus.

Die bereits von F. E. SUSS 1891 angeführte, von R. GRILL 1937 ergänzte und revidierte Molluskenfauna der Vorkommen von Plesching und nächster Umgebung schien, den damaligen Kenntnissen entsprechend, auf burdigales Alter der Phosphoritsande hinzuweisen. Im Auftreten des für den gleichen Zeitraum bezeichnenden Anthracotheriiden *Brachyodus onoides* glaubte man, eine Bestätigung der stratigraphischen Zuordnung gefunden zu haben (E. THENIUS, 1960). J. SCHADLER betont nachdrücklich das chattische (jetzt wohl als aquitanisch einzustufende) Alter der Pflanzenfunde (in erster Linie verschiedene Hölzer, E. HOFMANN, 1944) in den Phosphoritsanden von Prambachkirchen und der ebenfalls dort aufgelesenen Wirbeltierreste. Diese Fossilien bildeten häufig Kerne für die Phosphatausscheidung während des Absatzes des Älteren Schliers und waren später im Unter-Helvet aufgearbeitet und resedimentiert worden. Es ist also durchaus möglich, auch das so typisch burdigalische Faunenelement *Brachyodus onoides* als allochthon zu betrachten, da die in letzter Zeit in Mergelzwischenlagen und -linsen innerhalb des Sandkomplexes ausgeschlammte Mikrofauna eine noch jüngere, nämlich unter-helvetische Zuordnung gebietet. H. BÜRGL hatte schon 1951 (unveröffentlichter Bericht an die Pram-Erdöl-Explorations-Ges.) die auf österreichischem Gebiete am westlichsten bekannten, allerdings nur untertags in den Leoprechtinger Bohrungen durchteuften Phosphoritsande wegen ihrer in Mergellagen enthaltenen, kennzeichnenden Robulusfauna (V. PETTERS, 1936) als helvetische Bildungen erkannt und sie richtig als Basis der darauffolgenden, sich daraus entwickelnden Robulus-Schlierfolge gedeutet. Die auf viel breiterer Grundlage aufgebauten Untersuchungen K. GOHRBANDTS (1961,

unpublizierter Bericht an die Rohöl-Gewinnungs AG.) kamen zum gleichen Ergebnisse.

Mit diesem Resultate war es der Mikropaläontologie gelungen, auch die Schwierigkeiten bei der paläogeographischen Rekonstruktion der Verbreitung des Burdigal-Meeress zu lösen. Denn zwischen den früher als burdigalische Strandfazies ausgegebenen Phosphoritsanden im Norden und dem geschlossenen Bereiche des tatsächlich burdigalischen Haller Schliers im Süden liegt ein breiter Streifen, wo, durch Tiefbohrungen belegt, der Robulus-Schlier unmittelbar dem Aquitan oder gar Chatt aufliegt.

R. GRILL führte 1937 die folgenden Formen, deren moderne Nomenklatur und Ergänzung der Autor wieder der freundlichen Mithilfe Herrn Dr. F. STEININGERS (Universität Wien) verdankt, als besonders charakteristisch für die Phosphoritsande an:

Nuculana mayeri HOERNES
Chlamys multistriata ssp.
Chlamys ex gr. *scabrella* DUJARDIN
Chlamys gigas (SCHLOTHEIM) (abgerollte Splitter)
Pecten hornensis DEPERET & ROMAN
Ostrea div. sp.
Patella sp.
Diloma amedei (BROGNIART)
Scalaria sp. (große Formen)
Terebratula cf. *hoernes* SUESS

Die zahlreich vorkommenden Fischzähne, insbesondere von Haien, konnten nun nach jüngst durchgeführter Bearbeitung durch O. SCHULTZ & F. STEININGER (1968, im Druck) auch stratigraphisch verwertet werden. Herr Dr. F. STEININGER überließ freundlicherweise dem Verfasser eine Liste der für die Phosphoritsande typischen Selachierfaunen:

Hexanchus primigenius (AGASSIZ)
Odontaspis acutissima (AGASSIZ)
Odontaspis cuspidata (AGASSIZ)
Oxyrhina hastalis AGASSIZ
Charcharodon megalodon megalodon AGASSIZ
Charcharodon megalodon chubutensis AMEGHINO
Carcharinus (*Hypropriorion*) *acanthodon* (LE HON)
Galeocерdo aduncus AGASSIZ
Aetobatis arcuatus AGASSIZ

Gewiß dem zuvor besprochenen Transgressionshorizonte vergleichbar sind die zum Teile fossilreichen Grobsande am westlichen Massivrandabschnitte, etwa in der Natternbacher, Matzinger und Taufkirchener Bucht (Höbmannsbach, Rainbach). Da dort das Aquitan schon bedeutend weiter im Süden zu suchen ist, führen diese Strandablagerungen keine umgelagerten Phosphoritkonkretionen. Es sind graue bis graugrüne, etwas glaukonitische, mittel- bis sehr grobkörnige, unsortierte Quarzsande, darin auch Quarzkiesel und -schotter, unregelmäßig verstreut, zu beobachten sind. Die Sande sind ungeschichtet oder, besonders in den tieferen Partien, lebhaft kreuzgeschichtet. Stellenweise ist das Sediment ohne scharfe Grenzen zu mehr oder minder hartem Sandsteine verfestigt. Die gegen das Liegende und Hangende zu auftretenden, geringmächtigen,

graugrünen Mergellagen und -linsen bergen die für den Robulus-Schlier typische Mikrofauna, wie schon von R. GRILL 1951 (in R. GRILL & L. WALDMANN) festgehalten worden ist.

Eine Liste der reichen, von R. SIEBER bestimmten Megafauna gibt F. ABERER 1958 wieder, desgleichen führt O. SCHULTZ in O. KÜHN, 1965, weitere Fossilansammlungen an. Die Mikrofauna aus den Mergellagen innerhalb der Grobsande kennzeichnen *Robulus inornatus* (ORBIGNY) und, etwas weniger häufig, verschiedene *Textulariae*, *Miliolidae* und *Nodosariidae*, Otolithen und Seeigelreste.

Diese groben Quarzsande, wie auch die Phosphoritsande weiter im Osten, gehen gegen Süden zu bzw. durch rasche Wechsellagerung und immer häufigere Einschaltung gegen das Hangende zu in graue bis grünlichgraue, selten blaugraue Tonmergel über, die hellgelbgrau verwittern, etwas feinstsandig-glimmerig und dünn-schichtig (daher die lokale Bezeichnung „Blätterschlier“), bisweilen auch dünnbankig sind. Auf den Schichtflächen weisen sie Mehlsandbestege auf. Vereinzelt finden sich Mergelstein- und Mergelkalkkonkretionen. Die Tonmergel greifen verschiedentlich noch weiter über die Grobsande im Westen hinweg nach Norden aus und lagern direkt dem Kristallin auf. An Megafossilien sind die Tonmergel recht arm; in der Regel sind es zartschalige, daher ungewinnbare Molluskengehäuse. Selten beobachtet man Pflanzenhäcksel. Schlammproben aus den Mergeln liefern meist arten- und individuenreiche, typische Mikrofaunen des Robulus-Schliers (V. PETERS, 1936). Besonders auffallend ist natürlich das häufige Auftreten großwüchsiger Robuli, vor allem von *Robulus inornatus* (ORBIGNY). Die Foraminiferengemeinschaft wird jedoch bis zu 75% von kleinen Planktonformen beherrscht (*Globigerina bulloides* ORBIGNY, *G. trilocularis* ORBIGNY, *G. ciperoensis angustiumbilitata* BOLLI etc.). Neben den bereits bekannten und angewandten Indizien für eine sichere Abtrennung des höheren Burdigals erwies sich das Fehlen von *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON) = *C. boudecensis* POKORNY als sehr wichtig (W. FUCHS, 1966).

Im Robulus-Schlier treten öfters mm- bis cm-dicke Zwischenschaltungen oder Linsen hellgrauer, glimmeriger, etwas schluffiger Fein- bis Feinstsande hinzu, welche nicht selten durch Wasserführung bräunlich verfärbt sind. Diese Schichten zeigen mitunter reicheren Megafossilinhalt, wie Austern, Pecten, zerbrochene Korallenästchen, Seeigelstachel usw. (z. B. N Edenwiesen bei Diersbach).

Im Bereiche der Sigharting—Enzenkirchener Weitung (E Taufkirchen) führen die Mergel des Robulus-Schliers von Norden nach Süden immer häufigere und mächtigere werdende Sandeinschaltungen. Ungefähr südlich der Linie Sigharting—Enzenkirchen herrschen hell- bis grüngraue, fein- bis feinstkörnige, stark glimmerige, etwas schluffige und ungeschichtete Sande vor, nur mehr untergeordnet schmale Mergellagen und -linsen einschließend. In den tieferen Anteilen des Sandkomplexes kommen wirt gelagerte Mergelplattelschotterhorizonte, mitunter auch bloß einzelne Gerölle vor. Hangende Partien der Tonmergel im Liegenden dieser mächtigen, sandigen Einschaltung des Robulus-Schliers sind aufgearbeitet worden und haben das Material für die meist nur kantengerundeten, fein- bis grobkörnigen Geröllkomponenten geliefert. Die Schotter können stellenweise sehr

fest gepackt, fast konglomeratartig sein (Aufschluß W Haking bei Enzenkirchen). Die Mergelplattelschotter sind vorwiegend lagig den Sanden eingeschaltet. Selten bedecken die Geröllschichten ein relativ akzentuiertes Relief im Sandkörper (Oberndorf NE Andorf). Gegen das Hangende zu verlieren sich diese klastischen Horizonte in den Sanden, die von F. ABERER 1958 *Enzenkirchener Sande* benannt worden waren. Südlich der Linie Andorf—Jagern bauen die Feinsande mit geringen Mergellagen das gesamte tertiäre Hügelland bis Raab auf. Weiter im Süden bedecken dieses mächtige Sandpaket jedoch wieder die grauen bis graugrünen Tonmergel des Robulus-Schliers.

Auf Grund analoger Lagerungsverhältnisse und gleicher, lithologischer Ausbildung hatte bereits H. BÜRL 1951 in dem schon zitierten, nicht publizierten Berichte diesen Sandstoß mit den im Süden des Hausruckes verbreiteten *Atzbacher Sanden* verglichen. Zum gleichen Ergebnisse war unabhängig davon F. ABERER 1958 bei seinen Kartierungsarbeiten gelangt. H. BÜRL und später F. ABERER konnten an Hand mariner Fossilien nachweisen, daß es sich bei den Sanden zwischen Andorf und Raab nicht um *Oncophora*-Schichten handelt, wie dies 1924 zuerst von W. PETRASCHECK angenommen worden war, sondern bloß um einen wenn auch ziemlich mächtigen Sandkörper im Robulus-Schlier.

Limno-fluviatile Ablagerungen

Am Südrande des Böhmisches Massivs legt die marine Sedimentabfolge, die weiter südlich des Kartenausschnittes stratigraphisch noch höher (bis zu den *Oncophora*-Schichten) reicht, vielfältiges Zeugnis über das geologische Geschehen ab. Im heutigen Mühlviertel und Sauwalde jedoch, während vieler Epochen landfest geblieben, finden sich nur lokal geringe Reste ehemals sicherlich größerer und geschlossenerer Sedimentdecken terrestrisch-limnisch-fluviatilen Ursprunges. Derartige flächenmäßig unbedeutende Ablagerungen sind z. B. im Tale der Feldaist bekannt.

Das *Kefermarkter Tertiär* (H. KOHL, 1957) besteht aus fein- bis hauptsächlich grobkörnigen, nicht bis schlecht gerundeten, feldspatreichen, z. T. tonigen, fast immer Kaolin hältigen, hin und wieder geschichteten, fossilieeren Quarzsanden mit häufigen Grobeinschaltungen bis zu Blockgröße. Gelegentlich führen kleine Tonzwischenlagen unbedeutende Braunkohlenflöze (R. SCHARITZER, 1888). Das eckige Grus- und Blockwerk stammt von der unmittelbar nördlich anschließenden Kristallinumrahmung. Bei allerorts gleichzeitig angenommener Kaolinverwitterung und Hauptaktivität der Bruchvorgänge vermutet H. KOHL im Vergleiche mit den marinen, fossilführenden Randbildungen am Massive tertiäres, möglicherweise oligozänes, Alter für diese klastischen, limno-fluviatilen Absätze.

Jünger, da höher gelegen und als Umlagerungsprodukte nicht im Kefermarkter Tertiär enthalten, sind die Sande und Schotter des *Freistädter Tertiärs* (H. KINZL, 1930; H. KOHL, 1957). Es wechsellagern meist mehrere dm-dicke Lagen fein- bis mittelkörniger, rötlichgelber Quarzsande mit solchen gutgerundeter, blaugrauer bis weißer Quarzkiese und -schotter. Örtlich (besonders im Süden bei Kefermarkt) sind auch grusige, feldspatreiche Ablagerungen anzutreffen, sehr

selten treten tonig-schluffige Schichten auf. Die Sedimente sind teils ungeschichtet, teils gut parallel- bzw. kreuzgeschichtet. Ziemlich oft finden sich verkieselte, ihres schlechten Erhaltungszustandes wegen aber unbestimmbare Hölzer. Insgesamt betrachtet, stellen die Schotter fluviatiles Fernmaterial aus dem Norden vor, dem lokal grusiges Schwemmgut aus nächster Umgebung zwischengeschaltet ist.

Sowohl für die Schichten von Kefermarkt als auch für die von Freistadt fehlt eine moderne Bearbeitung in Gesamtschau mit den in jüngster Zeit erzielten, neuen Ergebnissen aus dem Budweiser Becken, mit dessen Sedimenten ja verschiedenen Autoren zufolge einige Zusammenhänge bestehen sollten. Auf böhmischem Gebiete konnten nämlich neben alttertiären Anteilen in der Ablagerungsfolge durch interessante Fossilfunde nun auch oberkretazische nachgewiesen werden. Die Frage nach dem Alter der Bildungen im Mühlviertel muß deshalb als völlig offen betrachtet werden.

Torton — Sarmat

Die Pitzenberg-Schotter bei Münzkirchen im Sauwalde sind in unserem Arbeitsgebiete ein interessanter Rest der postmarinen Sedimentation. Große Aufschlüsse am Pitzenberge öffnen einen bis zu 60 m mächtigen, in einer Seehöhe von ca. 495 bis 500 m fußenden Geröllkörper. Es sind ziemlich festgelagerte Kiese und fein- bis grobkörnige (bis zu 20 cm Durchmesser erreichende) Schotter, deren Komponenten in den hangenden Partien ausschließlich verschieden gefärbter Quarz stellt. In den tieferen Anteilen treten untergeordnet auch noch Quarzite und verschiedene, stark zersetzte (kaolinisierte) Gneise im Geröllspektrum hinzu. Mittel- bis grobkörniger, kaolinreicher Quarzsand bildet das Zwischenmittel, das den Ablagerungen die bezeichnend weiße Färbung verleiht. Das Sediment weist keine Schichtung auf. Die obersten 2 bis 4 m sind, nach oben zu in immer stärkerem Maße kieselig verkittet, zu sehr hartem und widerstandsfähigem Quarzkonglomerate verfestigt. Vielfach herrscht auch das feinkörnige, kieselige Bindemittel gegenüber den Quarzschottern vor, so daß man ebenso oft den Ausdruck Quarzitkonglomerat liest. Dieses Quarz- oder Quarzitkonglomerat, in Blöcke aufgelöst und auf sekundärer Lagerstätte, findet sich häufig auf dem Kristallinsokkel des Sauwaldes, aber auch weit verstreut im Inn- und Hausruckviertel (H. KINZL, 1927), somit einen ehemals viel größeren Verbreitungsbereich dieses fluviatilen Schotterwurfes aufzeigend.

Wichtig, wenngleich auf österreichischem Gebiete nicht eindeutig klärbar, ist für eine annähernde Altersdatierung der Schotter deren Lagerungsverhältnis zum Robulus-Schlier der Taufkirchener Bucht. Hier stimmt der Verfasser auf Grund seiner Kartierungen mit H. KOHL (1967) im Gegensatze zu der von O. THIELE, 1962, niedergelegten Auffassung überein, daß der südliche Teil der Pitzenberg-Schotter dem Unter-Helvet aufliegt, obwohl gerade der Grenzbereich durch sanft abfallendes Wiesengelände unaufgeschlossen ist. Aber NE Hingsham, in 480 m Seehöhe, ist der Robulus-Schlier noch in einer großen Mergelgrube einzusehen, und es gibt keine morphologischen Hinweise eines eventuellen Aushebens des Tertiärs.

Ungleich tieferes Wissen über Art, Herkunft und Alter dieser klastischen, terrigenen Bildungen vermitteln indessen die Resultate der intensiven Unter-

suchungen der Oberen Süßwassermolasse im östlichen Niederbayern durch den Münchener Sedimentpetrographenkreis um F. NEUMAIER (F. NEUMAIER et al., 1957). Ungefähr zwischen dem Unterlaufe des Inns und der Vils haben die sogenannten Quarzrestschotter ihre Verbreitung, die infolge ihrer identischen Ausbildung und beziehbaren Höhenlage als Äquivalente der Pitzenberg-Schotter betrachtet werden müssen. Während aber in Oberösterreich die Frage, ob die Ablagerungen überhaupt dem Robulus-Schlier auflagern (O. THIELE nimmt nämlich eine präburdigalische Bildungszeit an), nicht klar entschieden werden kann, haben die vergleichbaren Schotter in Bayern noch beträchtlich jüngere Tertiärschichten zur Basis. Die Quarzrestschotter bedecken in einheitlicher Ausbildung verschiedene Faziesbereiche der Süßwasserschichten, deren tiefer tortonisches Alter durch Pflanzenreste, Mollusken und den Fund eines Zahnes eines sehr kleinwüchigen *Dinotherium bavarium* belegt ist. Die diskordante Überlagerung der Unterlage durch die Quarzrestschotter zeigt einen Hiatus zwischen beiden auf, was die Bildungszeit der Schotter noch weiter hinausschiebt. Die Entdeckung eines kleinen Mastodonten-Zahnes (*Mastodon angustidens* Cuv.) in den basalen Anteilen der Quarzrestschotter im Aufschlusse zu Steinbach bei Triftern verweist, was dessen Entwicklungshöhe anbelangt, recht gut auf den Zeitraum von etwa höherem Torton (= höheres Badenien, nach A. PAPP, 1968) bis tieferem Sarmat, da die im Hangenden folgenden, spätsarmatischen bis unterpliozänen Sedimente wiederum durch eine Schichtlücke von den zur Sprache stehenden Schottern geschieden sind.

Flächenmäßig größere Vorkommen und bessere Aufschlußverhältnisse in Niederbayern erlaubten u. a. nach W. GRIMM (in F. NEUMAIER et al., 1957) das Ausscheiden verschiedener Leithorizonte und das Aufstellen eines Standardprofils. Danach beginnt die Sedimentation mit Basissanden, gefolgt von den Schottern (die in der Hälfte bis im oberen Drittel bis 20 cm durchmessende Gerölle führen) und endet mit gebleichten Decksanden.

Gegen das Liegende zu verlieren die Ablagerungen, wie schon oben erwähnt, etwas ihren „Restschottercharakter“, da nämlich neben der zwar bleibenden Dominanz des Quarzes immer häufiger Nichtquarzkomponenten auftreten, vorwiegend feldspatreiche Gneisvarianten, die oft als völlig kaolinisierte Putzen doch noch einiges von ihrem ehemaligen Gefügezusammenhänge zeigen, bei Berührung indessen grusig-mehlig zerfallen. Ein einzigartiges Vollschotterrelikt innerhalb der Quarzrestschotter in Steinbach bei Triftern (W. GRIMM, in F. NEUMAIER et al., 1957) vermittelt das ursprünglich bunte Bild der Geröllzusammensetzung, darin bestimmte Gneise, Serpentine und andere Grüngesteine, Amphibolite, Kiesel-schiefer, Kalle, Juraradiolarite und Buntsandsteinquarzite die Herkunft des Materiales aus Zentral- und Kalkalpen beweisen.

Dieser Aufschluß in Verbindung mit der Beobachtung des ganz allgemein gegen die Basis zu reicheren Schotterspektrums erhärtet die Ansicht, daß die Quarzrestschotter vormals als Vollschotter abgelagert und erst dann in situ durch eine langandauernde und tiefgreifende Verwitterung wahrscheinlich unter semiariden Klimabedingungen ihres weniger resistenten Gesteinsbestandes beraubt worden sind.

Diese Verwitterung äußerte sich in einer deszendenter Kaolinisierung, deren Intensität mit der Tiefe abnahm. Die bei dem Prozesse freiwerdende Kieselsäure kam an die einstige Landoberfläche und wurde im Einflußbereich des Grundwassers ausgefällt, was die Entstehung des hangenden Quarzkonglomerates zur Folge hatte. Der stete Wechsel deszendenter (Kaolinisierung) und aszendenter (Verkieselung) Vorgänge läßt sich nur mit einem ausgesprochenen Wechselklima, dem semiarider Gebiete, erklären. Spätere, während des Pleistozäns vorsichgehende, kryoturbate Durchknetungen des Schotterkörpers bis in beachtliche Tiefen (bis 7 m), wie sie von H. KOHL, 1963 (in H. KOHL & H. SCHILLER), beschrieben wurden, führten wohl zu einer weiteren Gesteinskomponentenauslese.

Schweremineralanalysen aus dem sandigen Zwischenmittel der Pitzenberg-Schotter, die G. WOLETZ für den Autor 1964 besorgte, lassen sich durchaus mit jenen aus den Quarzrestschottern Niederbayerns (siehe W. GRIMM, in F. NEUMAIER et al., 1957) vergleichen. Neben viel Staurolith und Disthen und wenig Epidot sind Zirkon, Turmalin und Rutil angereichert, Granat und Hornblenden fehlen. In Bayern konnte die von F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939, und H. K. ZÖBELEIN, 1940, geäußerte Vermutung, daß die von der üblichen, alpinen Granat-Epidot-Hornblende-Vergesellschaftung abweichende Schweremineralassoziation der Quarzrestschotter verwitterungsbedingt sei, auf Grund des Vollschotterreliktes von Steinbach unterstützt werden.

Der Quarzrestschotter geht gegen NW allmählich in die „Nördlichen Vollschotter“ (= Landshuter Schotter) über (H. SCHULZ, 1926). Der Verwitterungsgrad der ersteren nimmt kontinuierlich ab und leitet langsam zu den nur gering veränderten Landshuter Schottern über, deren Geröllspektrum eindeutig das alpine Liefergebiet (Zentral- und Kalkalpen sowie die Flyschberge) wiedergibt (A. WURM, 1937). Diese Geländebeobachtungen wurden durch Untersuchungen von E. BLISSENBACH und J. STIEFEL, 1957 (in F. NEUMAIER et al.), mit Hilfe von Geröllgrößenanalysen und ihren Fazieszahlen (durchschnittliche und maximale Geröllgröße) untermauert. Auch Höhenlage und fazielle Ausbildung des Liegenden, der Süßwasserschichten, entsprechen einander. Es ist keine Erosionsphase zwischen den Quarzrestschottern und den Landshuter Schottern, demnach einheitlich und gleichzeitig aufgeschüttete Schotterdecken, vorhanden. Eine Erklärung für die unterschiedliche Verwitterung der gemeinsamen Geröllflur des Quarzrest- und des Landshuter Schotters wurde allerdings nicht erbracht.

Die Ergebnisse der Geröllgrößenanalysen und deren Verhältnis zur Entfernung der Alpen ermöglichen, auf ungefähre Schüttungsrichtung und Ursprung des Schottermaterials zu schließen. Ein offensichtliches Abnehmen der Komponentendurchmesser im Quarzrestschotter und im fortsetzenden Landshuter Schotter liegt in westlicher und nördlicher Richtung vor. Das Gebiet, wo die jene Schotterfächer aufbauenden, in den Zentralalpen wurzelnden Flüsse die Alpen verließen, ist also ca. im SE zu suchen, mit Wahrscheinlichkeit zwischen der heutigen Salzach und Enns. In das Konzept fügen sich die Quarzschotter des Pitzenberges gut ein, desgleichen auch die seit langem von den Pramquellen im Haager Rücken (nordöstlicher Hausruck) bekannten, jedoch erst seit F. ABERER (1958) richtig horizontalen Quarzite und Quarzitkonglomerate. Während 1927 H. KINZL sie noch für

jünger als die unterpliozänen Hausruckschotter gehalten hatte, konnte F. ABERER ihre Position im Liegenden der in das Torton bis Sarmat eingestuften Kohleführenden Süßwasserschichten nachweisen.

Im Ober-Torton bis Unter-Sarmat führten wahrscheinlich mehrere in den Zentralalpen entspringende Flüsse ihre reiche und bunte Schotterfracht in ungefähr nordwestlicher, später westlicher Richtung in die eben erst landfest gewordene Molassezone Oberösterreichs und Niederbayerns, dabei im flachen Gelände durch vielfältige Laufveränderungen weite Schotterdecken absetzend. Die Pitzenberg-Schotter und Quarzitkonglomerate im nördlichen Hausrucke stellen wertvolle Fixpunkte für die aus dem bayerischen Raume gewonnenen Erkenntnisse dar. Die Annahme eines präburdigalen Entstehungsalters der Quarzschotter des Pitzenberges durch O. THIELE (1962) beruht wohl auf der ausschließlichen Berücksichtigung der für sich allein schwer klärbaren Umstände am Südrande des Saualdes.

Im Norden der Taufkirchener Bucht ist noch eine weitere etwas tiefer als die Pitzenberg-Schotter gelegene, morphologisch stark aufgelöste Geröllflur verbreitet. In ca. 450—460 m Sh. liegen die Steinberg-Schotter gleichermaßen dem Kristallin wie auch dem unterhelvetischen Robulus-Schlier auf. Der tiefgreifende Aufschluß am Steinberge (NW Rainbach) gewährt guten Einblick. Es liegen Grobkies und fein- bis mittelkörnige Schotter mit reichlich fein- bis grobkörnigem, sandigem Zwischenmittel vor. Große, bis 25 cm Durchmesser aufweisende Gerölle sind selten. Der Schotterkörper ist schwach kreuzgeschichtet (hier eine Schüttungsrichtung aus ca. Süden wahrnehmbar), im Hangenden treten schmale, bald auskeilende Linsen eines feinkörnigen, reschen, glimmerigen Sandes auf. Die Komponenten bestehen zu 90—95% aus weißen bis grauweißen, häufig zerfressenen Quarz- und Quarzitzeröllen, den Rest machen Blauquarz, Lydit, Amphibolit, Gneise, Dolomite, Kieselkalke, Radiolarite und kieselige Sandsteine aus. Die Geröllform ist mäßig bis gut, vielfach plattig. Der Schichtstoß ist stellenweise unter einstigem Grundwassereinflusse braungefärbt und konglomeratartig verfestigt; Kaolinverwitterung fehlt. Graugrüne, ungeschichtete, etwas sandige Kaolintone bedecken die Schotter. Die Hangendpartien des Geröllkörpers und die überlagernden, tonigen und lehmigen Deckschichten zeigen deutliche, pleistozäne Froststauchungserscheinungen (W. FUCHS, 1965).

Weitere Reste der Steinberg-Schotterflur bilden die Kuppe des Gaisberges (E Schärding) und die des Hügels mit der Kote 464, N Winering. Auf dem Steinberge jedoch haben die Schotter ihre größte Mächtigkeit (ca. 20 m).

Der kleine, aber charakteristische Nichtquarzkomponentengehalt der sonst vom Quarze beherrschten Steinberg-Schotter zeigt wieder eine alpine Abkunft der Flußfracht an (Zentral- und Kalkalpen, Flyschzone). Das bestätigen auch die von G. WOLETZ in den Sandlinsen des Geröllwurfes festgestellten Schwereminerallassoziationen (interner Bericht an den Verfasser, 1964).

Bei der Ausschau nach eventuellen Vergleichsmöglichkeiten bieten sich mit einer Reihe gemeinsamer Merkmale die „Südlichen Vollschotter“ (= Mundfinger und Peracher Schotter) im südwestlichen Oberösterreich (Kobernaußner Wald) und östlichen Niederbayern an. Sichtliche Parallelen bestehen vor

allem im Geröllbestande, in der Form und Größe der Komponenten, in der gegenüber den Pitzenberg-Schottern wechselvolleren Sedimentationsabfolge (siehe W. GRIMM, Abb. 3 auf Seite 117, in F. NEUMAIER et al., 1957), in entsprechenden Höhenlagen der Flurenbasen und in der Zusammensetzung der Schweremineralassoziationen. Während aber in den Südlichen Vollschottern eine gewisse Fossilführung erwiesen ist, die allerdings gegen Norden auffallend abnehmen soll, gelten die Steinberg-Schotter bis jetzt als fossilleer. Auf Grund ihres Faunen- und Florengehaltes (u. a. *Dinotherium* aff. *giganteum* KAUP, *Mastodon* aff. *longirostris* KAUP, *Cinnamomum*) und ihrer Lage im Profile konnte den Südlichen Vollschottern o b e r s a r m a t i s c h e s Alter zugesprochen werden.

Anbetracht der oben angeführten Gemeinsamkeiten und ihrer Lage zu den Pitzenberg-Schottern scheint es vielleicht gar nicht so weit hergeholt, in den Steinberg-Schottern zeitliche und genetische Äquivalente der Südlichen Vollschotter zu erblicken.

Weitere z. T. uralte V e r e b n u n g s f l ä c h e n mit ihrem verschwommenen Formenschatze einstigen, wahrscheinlich vom heutigen etwas verschiedenen entwässernden Flußnetzes prägen, von jung- und jüngstangelegten Talläufen zwar zerschnitten, die Landschaft des südlichen Massivrandes über, aber auch noch unter den eben besprochenen Schotter tragenden Fluren des Pitzen- und Steinberges. Das Fehlen von Resten darauf ehemals verbreiteter Gerölldecken sowie erst recht das völlige Ausbleiben irgendwelcher Fossilfunde erlauben, auf rein morphologische Beobachtungen aufbauend, keine fundierten Aussagen über die Entstehungszeit dieser Formen.

Pleistozäne Ablagerungen

Kleine, isolierte Quarzschotterareale werden in der Literatur vielerorts von den Kristallinhängen des Donautales gemeldet, die sicherlich bereits den oberpliozänen bis ältestpleistozänen Ablagerungszyklen der Donau zugehören. Da aber eine einheitliche, auf die Schotterbasen und deren relatives Höhenverhältnis bezugnehmende, moderne Bearbeitung fehlt, können sie in diesem Rahmen nicht weiter berücksichtigt werden.

Von den einigermaßen sicher datierbaren E i s z e i t a b l a g e r u n g e n reicht in das Kartenblatt gerade noch hinein die Nordspitze der weiter im Süden mächtig entwickelten, auf tertiärem Sockel ruhenden Älteren (= Günz-)Deckenschotter der Traun-Enns-Platte, die die Autobahn zwischen den beiden Linzer Autobahnabfahrten überqueren muß. Geringe Relikte des Älteren und höchstwahrscheinlich auch des Jüngeren (= Mindel-)Deckenschotters haben sich auf und am Bauernberge im Stadtgebiete von Linz erhalten. Breit angelegte, nur wenig zerdellte Fluren der Hoch-(= Riß-)Terrasse begleiten den Inn von Schärding rechtsufrig bis hoch zur Salzachmündung hinauf und die Traun an ihrer nördlichen Talflanke. Teilweise überlagern dicke Löß- und Lehmschichten die Schotter. Die weite, in sich mehrfach getreppte Nieder-(Würm-)Terrasse der Traun, im Süden als Welser Heide bekannt, leitet in großer Talöffnung zur Donau über, deren Talsohle auf dem Kartenausschnitte hauptsächlich von den mehr oder minder rezenten Aubereichen beherrscht wird.

Überblick über die Entwicklungsgeschichte des Kristallins im Mühlviertel und Sauwald (Fu)

Die zusammenhängende Kartierung und die sich dabei ergebenden Beobachtungen zwingen dazu, die bisherigen Anschauungen (GRABER, 1936, 1956, WALDMANN, 1951) über die Entwicklung des Moldanubikums in einigen Punkten zu revidieren. Nach der Beschreibung der Gesteine geben wir — entsprechend unserer derzeitigen Kenntnis — einen Überblick über die Entwicklung des oberösterreichischen Kristallins.

Die ältesten Gesteine des untersuchten Gebietes sind die Schiefergneise und die in sie eingelagerten Orthogneise (Gföhler Gneise). Die Paragesteine sind durch die Mineralparagenese Sillimanit-Granat-Cordierit ausgezeichnet, die Orthogneise durch Sillimanit-Granat. Wie reliktsche Achsen zeigen, besaß der vorvariszische Gneiskomplex NNE-SSW-streichenden Bau. Tektonisch wie stofflich entspricht er daher weitgehend dem Moldanubikum des östlichen Waldviertels.

Während der alte Bau dort eher erhalten geblieben ist, wurde er im Mühlviertel und Sauwald ebenso wie im angrenzenden Bayerischen Wald im Zuge der variszischen Orogenese weitgehend reaktiviert. Die Gesteine werden in den NW-SE-orientierten Bau eingeregelt. Unter dem Einfluß der variszischen Regionalmetamorphose wird der Altbestand bis auf spärliche Reste zu Perlgneis homogenisiert. Die Umgebung der synorogen aufdringenden Granite (Weinsberger Granit) wird weithin zu Grobkorngneis granitisiert. Der Böhmer Wald nimmt eine Art Zwischenstellung ein zwischen der variszisch reaktivierten Zone und dem starr gebliebenen moldanubischen Block im N.

In zeitlich nicht allzu großem Abstand, örtlich vielleicht sogar gleichzeitig mit der Bildung der Weinsberger Granite, erfolgten in bestimmten Zonen die Intrusionen der älteren Diorite und Gabbrodiorite (Diorit I). Sie erweisen sich häufig als jünger als der Weinsberger Granit, sie haben aber noch sehr kräftige Durchbewegung erfahren (G. FUCHS, 1962 a).

Dagegen zeigen der Schärdinger Granit und die anatektischen Mischgesteine des Sauwaldes nur schwache tektonische Beeinflussung. THIELE (1962) konnte zeigen, daß der Schärdinger Granit und die umgebenden anatektischen Gesteine mit den jüngeren Feinkorngraniten genetisch nichts zu tun haben. Die andersartige Granitisation des Sauwaldes ist ebenso weitreichend wie die der Weinsberger Granit-Gebiete, ohne jedoch deren straffe tektonische Einregelung zu besitzen. Da sich Schärdinger Granit und Weinsberger Granit in ihrem Auftreten gegenseitig ausschließen, sind deren relative Altersbeziehungen etwas ungeklärt. Vermutlich sind der Schärdinger Granit und die anatektischen Perlgneise etwas jünger als die straffer in den NW-SE-Bau eingeregelt Weinsberger Granite und Mischgesteine.

Mit dem Diorit II beginnt eine magmatische Differentiationsreihe, die zu immer saureren Gesteinen führt. Die Diorite II sind fast frei von Durchbewegung und zeigen deutliche Bindung an die Feinkorngranite, die aber stets jünger sind. Das Fehlen weitreichender Granitisationen in der Umgebung der Feinkorngranite weist ebenso wie die erste Anlage von Störungs- und Bruchzonen (Ältere Pfahl-

störung, Haselbach SSW von Kollerschlag) zur Zeit der Intrusion dieser Granite darauf hin, daß das umgebende Gneisgebirge bereits weitgehend abgekühlt war.

Der grobkörnige Eisgarner Granit und der fein- bis mittelkörnige Nachschub (Sulzberg-Granit) bilden das saure und jüngste Glied der genannten Differentiationsreihe.

Die Hauptbewegungen an den großen Störungen sowie gebietsweise auftretende Schwärme von Dioritporphyr- und Lamprophyrgängen dürften die letzten Auswirkungen der variszischen Orogenese darstellen.

In nachvariszischer Zeit kam es an den erwähnten Störungslinien gelegentlich erneut zu Bewegungen.

Überblickt man die Ereignisse während der variszischen Orogenese, so erkennt man, daß die Intrusionsfolge der Magmatite sich nicht als eine normale Abfolge im Sinne einer magmatischen Kristallisationsdifferentiation erklären läßt. Nur die Folge Diorit II—Feinkorngranit—Eisgarner Granit (Sulzberg-Granit) wird dieser Annahme einigermaßen gerecht. Der Charakter des Weinsberger Granits und die etwas jüngeren Diorite I passen ebensowenig wie der Schäringer Granit in eine magmatische Differentiationsreihe.

Letztgenannter Granit ist das Endprodukt anatektischer Vorgänge, die sich stufenlos vom Perlgneis bis zum Granit verfolgen lassen (THIELE).

Der Weinsberger Granit fällt durch seinen Mineralbestand und Chemismus (Anal. 13, 14) aus dem Rahmen normaler, magmatischer Granite. Bei relativ niedrigen SiO_2 -Werten sind die K_2O -Werte entsprechend dem Reichtum an Kalifeldspat sehr hoch. Die besondere Ausbildung des Weinsberger Granits dürfte nur bei Annahme besonderer Bildungsbedingungen zu erklären sein (s. u.).

Nachdem sich herausgestellt hat, daß die dioritischen Gesteine nicht älter sondern jünger als der Weinsberger Granit sind, kann man nicht mehr von basischen Erstgesteinen sprechen.

Wir sehen daher in der beobachtbaren Intrusionsfolge keinen normalen magmatischen Differentiationsvorgang, da nur die jüngeren Eruptivgesteine als Bildung eines solchen in Frage kommen. Folgende Vorstellung scheint uns als mögliche Erklärung die meiste Wahrscheinlichkeit zu besitzen:

Anatexis spielte zweifellos bei der Reaktivierung des Grundgebirges im Zuge der variszischen Orogenese eine große Rolle. Im Sauwald erfolgten die Aufschmelzungen, die zur Granitbildung führten, mehr oder weniger in situ und sind daher feldgeologisch feststellbar. Die Weinsberger Granite und ihre Mischgesteine scheinen hingegen das Produkt der Aufschmelzung noch tieferer Krustenteile zu sein. Bei der schrittweisen Anatexis wurde zuerst eine saure, kalireiche Fraktion mobilisiert. Diese leichtbeweglichen Schmelzen sind synorogen aufgedrungen und haben dabei in unterschiedlicher Menge Fremdmaterial aufgenommen. Mit der Intrusion dieser Schmelzen (Weinsberger Granit) ging eine Welle der Kalifeldspatung durch die betroffenen Gebirgstteile (Grobkorngneisbildung). Wenn man in Betracht zieht, welche große Flächen vom Weinsberger Granit und seinen Mischgesteinen aufgebaut werden, so wird einem deutlich, daß man ein Orogen-Stockwerk mit ausgeprägter Kalikonkonzentration vor sich hat.

Ob die an tiefgreifenden Bewegungszonen aufgedrungenen intermediären Schmelzen (Diorite I) erst später mobil gewordene Teile der in fraktionierter Aufschmelzung begriffenen tiefsten Stockwerke sind, ist nach wie vor ungeklärt. Da die Diorite, wie die feldgeologischen Beobachtungen zeigen, viel Fremdmaterial aus ihrer kalireichen Umgebung aufgenommen haben, lassen sich über ihren ursprünglichen Chemismus keine Aussagen machen. Wie die auf S. 24 ff. beschriebenen gebietsweise beobachtbaren jüngeren Veränderungen der Weinsberger Granit-Grobkorngneisserien zeigen, scheint es möglich zu sein, daß dioritische Gesteine auch durch fraktionierte Mobilisation entstehen.

Jedenfalls sind für die während der Wirksamkeit der variszischen Regionalmetamorphose bzw. bei deren Abklingen gebildeten Gesteine (Weinsberger Granit, Schärddinger Granit, Diorite I) besondere Entstehungsbedingungen anzunehmen. Nur für die jüngeren variszischen Eruptiva, Diorite II—Feinkorngranite—Eisgarner Granit, ist die Zugehörigkeit zu einer magmatischen Differenzierungsreihe wahrscheinlich.

Physikalische Altersbestimmungen an Gesteinen des Mühlviertels und des Sauwaldes (Th)

Im Zuge der Übersichtskartierungen des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes wurden von einigen wichtigen Gesteinstypen dieses Gebietes Proben für physikalische Altersbestimmungen genommen. Ein Team der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (H. R. BOSSE, G. MÜLLER, H. H. SCHMITZ) sammelte gemeinsam mit den Autoren repräsentative Proben folgender Gesteine: Schärddinger Granit (Stbr. Allerding), weitgehend homogenisierter Perlgneis (Stbr. Ach-Schnürberg), Zweiglimmer-Feinkorngranit (Stbr. Eitzenberg), Kerntyp des Freistädter Granodiorits (Stbr. Steinböckhof, N Lasberg), Randfazies des Freistädter Granodiorits (Stbr. Steinwald, NE St. Oswald *), Granit vom Typus Altenberg (Stbr. a. d. Straße Gallneukirchen—Reichenau), Mauthausener Granit (Stbr. d. Schärd. Granitind. bei Gusen), Weinsberger Granit (Stbr. Korninger, Naarntal *) und Blöcke auf Feldflur 600 m NW Kieselsreith), Granit vom Typ Mauthausen (Stbr. Weichsberg, SE Aigen) und Sulzberg-Granit (Stbr. a. d. Straße Schöneben—Moldaublick).

Von den oben angeführten Proben wurden im Rahmen eines weitergespannten Forschungsprogrammes von einer Arbeitsgruppe der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover Mineralalter nach der Kali/Argon- und Rubidium/Strontium-Methode bestimmt. Die Ergebnisse dieser Altersdatierungen liegen bereits in einem Zwischenbericht der Bundesanstalt für Bodenforschung vor (Datierungsbericht Nr. 5/67 vom 16. November 1967, H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ & P. MÜLLER). Sie werden aller Wahrscheinlichkeit nach bei Erscheinen dieser Erläuterungen bereits veröffentlicht sein.

Die Mineralalter, genauer gesagt die Biotit- und Muskovitalter, der oben angeführten Gesteine liegen nach diesem Bericht im Bereich zwischen 264 und 310 Millionen Jahren, und zwar in der Hauptsache zwischen 280 und 300 Millionen Jahren, also innerhalb des Oberkarbons **).

Für fachlich Fernerstehende sei erwähnt, daß diese Altersdaten der gewählten Methode entsprechend nicht das absolute Bildungsalter der Gesteine angeben, sondern den Zeitpunkt ihrer (letzten) Abkühlung unter einen Temperaturbereich, der ungefähr bei 200, 300° C liegen mag. — Eine eingehendere Diskussion dieser Daten soll hier nicht gegeben werden, um der oben erwähnten Publikation nicht vorzugreifen.

Eine Reihe weiterer Gesteinsproben aus dem außeralpinen Grundgebirge Österreichs, darunter auch Proben aus unserem Kartenblattbereich, wurden für Altersdatierungen durch das Mineralogisch-Petrographische und das Physikalische Institut der Universität Bern entnommen. Einige Resultate von Altersbestimmungen an diesen Proben wurden von E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER & E. SCHROLL (1965) veröffentlicht, und zwar vom Weinsberger Granit aus dem Steinbruch Korninger im Naarntal und von einem Mauthausener Granit aus

*) Knapp außerhalb unseres Kartenblatt-Bereiches.

***) Nach: The Phanerozoic Time-scale, London, 1964.

Mauthausen. Die Rubidium/Strontium-Bestimmungen an Biotit ergaben übereinstimmende Altersdaten von 281 bis 287 (± 11) Millionen Jahren sowohl beim Weinsberger als auch beim Mauthausener Granit. Dieses Ergebnis ist nicht verwunderlich, da sich der ältere Weinsberger Granit im Naarntal im unmittelbaren Kontaktbereich eines ausgedehnten Mauthausener-Granit-Massivs befindet und auch im Steinbruch Korninger selbst vom jüngeren Granit in Form zahlreicher Gänge durchschlagen wird. Das erklärt das gleiche Abkühlungsalter beider Gesteine.

Die von E. JÄGER, E. GRÜNENFELDER et al. ermittelten Uran/Blei-Zerfallsalter der Zirkone weisen jedoch ganz deutlich auf das relativ höhere Alter des Weinsberger Granits hin, ergaben doch die Uran/Blei-Verhältnisse der Weinsberger-Granit-Zirkone Daten um 400 Millionen Jahre. (U^{238}/Pb^{206} : 405 ± 15 , U^{235}/Pb^{207} : 407 ± 20 , Pb^{207}/Pb^{206} : 382 ± 40 Millionen Jahre.) Diese überraschend hohen Alter entsprächen etwa der Wende Silur/Devon!

Die Stellung des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes im variszischen Orogen (Th)

Die tektonischen Auffassungen vom Bau des variszischen Gebirges Mitteleuropas sind heute noch so uneinheitlich und widerspruchsvoll, daß es unmöglich erscheint, eine großtektonische Beurteilung unseres Kartenblattbereiches zu geben, welche nicht bei der einen oder anderen Seite auf Widerspruch stoßen wird. Noch dazu befinden wir uns im oberösterreichischen Grundgebirge in einem recht tiefen Stockwerk und weit innen gelegenen Bereich des variszischen Orogens, in welchem das Studium der tektonischen Linien weitgehend durch große syn- bis spätorogene Tiefengesteinsintrusionen erschwert ist. Wir wollen aber trotzdem den Versuch machen, unseren Grundgebirgsabschnitt von großtektonischer Sicht her zu beurteilen.

Der Autor steht auf dem Standpunkt, daß hinreichende Argumente vorhanden sind, die Varisziden Mitteleuropas als alpinotyp geformtes zweiseitiges Orogensystem und als Deckengebirge auffassen zu können. Die wichtigsten Beweise für den Deckenbau sind schon vor Jahrzehnten von F. KOSSMAT (1927), F. E. SUSS (vergl. WALDMANN, 1953) und vielen anderen Forschern zusammengetragen und dargestellt worden: Im nordbayerischen Raum liegt die riesige Münchberger Gneismasse als freischwimmende Scholle hochmetamorpher Gesteine auf schwach- bis nichtmetamorphen paläozoischen Serien; ähnliche Deckschollen sind im Vogtland das Frankenberger und das Wildenfesler Kristallin. Im Harz, im Taunus und im Lahn-Dill-Gebiet ist ein komplizierter NW-vergenter Decken- und Schuppenbau erkannt worden, ebenso die weitreichende NW-vergente Überschiebung des Rheinischen Schiefergebirges an der Eifelstörung auf das Kohlebecken von Namur. Weiter im Osten ist die Deckschollennatur der Eulegneise heute nicht mehr gesichert, in der südverlaufenden Fortsetzung des „Ostvariszischen Bogens“ ist der Decken- und Überschiebungsbau der Varisziden jedoch wieder eindeutig: im Gebiet der Ramsau-Überschiebung, im Schwarzawfenster, am Westrand der Thaya-Kuppel. An den beiden letzteren Lokalitäten ist Bittescher Gneis und hochmetamorphes moldanubisches Kristallin viele Kilometer weit gegen Osten dem kaum- bis schwachmetamorphen moravischen Untergrund überschoben. Devonfossilien in der Kwetnitz-Serie sowie die bis über tonnenschweren Brandungsgerölle moldanubischer Herkunft im mährischen Kulm NE von Brünn belegen das variszische Alter dieser Großüberschiebung. Auf die sehr zahlreichen, diesen Themenkreis betreffenden Einzelarbeiten einzugehen, ist hier nicht der Platz.

Wenden wir uns also der Frage zu, welche Stellung unser Kartenblattbereich im variszischen Orogen einnimmt.

Von einer Anzahl von Forschern (H. STILLE, 1951, MASKA & ZOUBEK, 1960) wird das Kernstück der Böhmisches Masse, das Moldanubikum, als Teil eines alten, schon in vor-variszischer Zeit weitgehend konsolidierten Blocks aufgefaßt, dessen Struktur während der variszischen Gebirgsbildung nur mehr durch germanotype (bis mediotype) Tektonik und vor allem durch weitreichende Granitintrusionen verändert wurde. In beschränktem Ausmaß (vgl. DUDEK & SUK, 1965,

und A. WURM, 1966) und auch nur für die innersten Teile des Moldanubikums mag diese Ansicht zutreffen. Der nördlichste Bereich unseres Kartenblattes, das Gebiet etwa nördlich der Pfahlstörung, könnte randlich diesem „Quasizwischengebirge“ angehören. Die sich in den Schiefergneis- und Glimmerschieferkomplexen abzeichnenden alten, vorvariszischen Strukturelemente sind hier offenbar nur geringfügig von der variszischen Tektonik erfaßt worden. — Doch bereits beiderseits der Pfahlstörung und vor allem südlich davon ist das alte Grundgebirge in zunehmendem Maße in variszischer Zeit tektonisch aktiviert worden. Die großen Längsstörungen (Pfahl, Donaustörung) zeichnen altangelegte, für das variszische Orogen bedeutende tektonische Leitlinien wieder, welche den Gebirgskörper in NW-SE-streichende Zonen zerlegen. Die variszisch geformten Metamorphite, Migmatite und synorogenen Intrusivgesteine passen sich vorzüglich der NW-SE-verlaufenden herzynischen Richtung an. Die gegen SW hin einsetzende tektonische Aktivierung im Pfahl-Bereich, das generelle NE-Fallen der Flächengefüge im Bereich der Pfahl- und Donaustörung, der aus dem Kartenbild zu schließende Großfaltenbau (vgl. Profil auf dem Kartenblatt) und dazu noch die Einschaltung einer (wieder generell NE-fallenden) offenbar jüngeren Schiefergneisserie entlang der Donaustörung mit alpinotypem, „südvergentem“ Faltenbau, dies alles spricht in unserem Gebirgsabschnitt für einen Relativsinn der Bewegungen: tektonisch Höheres gegen Südwest.

Besonders deutlich kommen die tektonischen Leitlinien zur Geltung, wenn man die östlich der Rodllinie gelegene Gebirgsscholle, welche entlang der Rodlstörung weit gegen Norden verschoben erscheint, in ihre vermutliche frühere Lage zurückversetzt denkt (siehe Abb. 3). Dann bietet sich die Haselbachgraben-Störung als Fortsetzung der Donaustörung an. Die Fortsetzung der Pfahlstörung wird man etwa in der Linie suchen müssen, die heute durch die Tertiärbecken- bzw. Grabenfüllungen von Freistadt und Kefermarkt gekennzeichnet ist.

Mit Hilfe dieser Vorstellung kommen wir auch zur Verbindung von petrographisch analogen Bereichen und zu einer großzügigen Dreigliederung unseres Gebirgsabschnittes:

1. Die Zone nördlich des Pfahls (Böhmerwaldzone) verbindet sich mit dem Bereich nord- und nordöstlich von Freistadt — Kefermarkt als eine Zone von Zwischengebirgs-ähnlichem Charakter.

2. Das westliche Mühlviertel südlich des Pfahls verbindet sich mit dem Bereich zwischen Freistadt und Steyregg. Diese Zone ist gekennzeichnet durch in den tektonischen Bau eingeschlichtete Weinsberger-Granit-Intrusionen und eine bedeutende Kalizufuhr in das Nebengestein (kalifeldspatreiche Grobkornogneise).

3. Der Sauwald verbindet sich mit dem Bereich um den Lichtenberg und mit dem Kürnberger Wald. Diese Zone zeichnet sich durch Abwesenheit des Weinsberger Granits und durch das Vorwalten von cordieritreichen Perlgneisen und weiter gereiften Anatexiten (z. T. anatektischen Graniten und Granodioriten) aus.

Aus der Skizze (Abb. 3) ist auch ersichtlich, daß die im westlichsten Mühlviertel und im Sauwald streng herzynisch, also annähernd NW-SE-verlaufenden variszischen Strukturen im Raum von Linz allmählich in die Südrichtung um-

Strukturskizze des westlichen
Mühlviertels und des Sawwaldes
unter Rückversetzung der Schollen
entlang der Rodl - Störung

Th. 1967

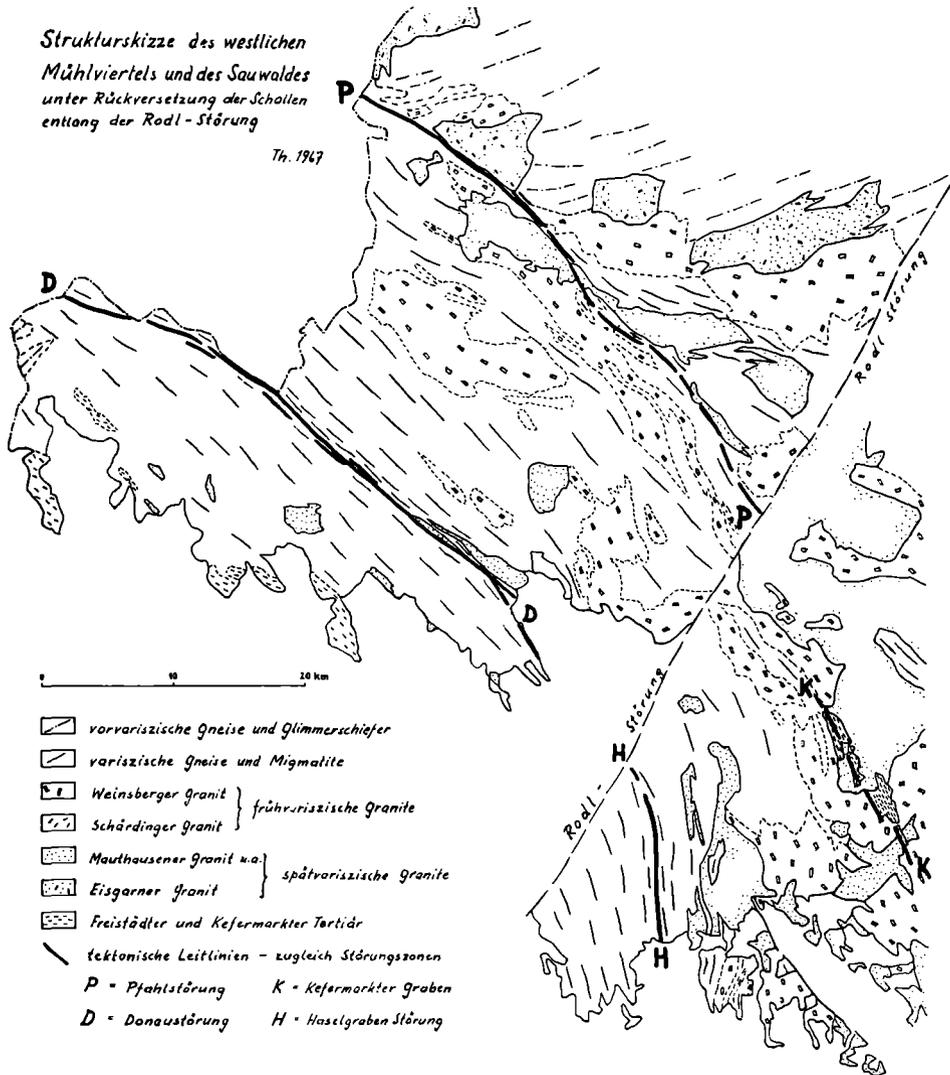


Abb. 3

schwanken. Und diese Feststellung ist besonders wichtig, da früher (WALDMANN, 1951) hier ein Einschwenken der tektonischen Leitlinien in die NE- bis N-Richtung angenommen wurde (vgl. THIELE, 1962).

Es soll noch erwähnt werden, daß das hier gegebene, aus tektonischen Überlegungen gewonnene Bild, daß wir in unserem Kartenblattbereich von Nordosten gegen Südwesten fortschreitend in immer tiefere tektonische Stockwerke gelangen, gut mit der unlängst von A. DUDEK & M. SUK (1965) ausgesprochenen, von anderen Gesichtspunkten her kommenden Meinung über diesen Gebirgsabschnitt übereinstimmt.

Das oben Gesagte zusammenfassend kommen wir also zu dem Schluß, daß wir uns im westlichen Mühlviertel und im Sauwald in einer relativ tiefen und inneren Position des Süd Stammes der Varisziden befinden. Gegen Westen zu ist dieser Bereich über den Bayerischen Wald tektonisch mit dem Südschwarzwald zu verbinden, gegen Südosten (und gegen Süden einschwenkend) streichen unsere Zonen in den Untergrund des Alpenkörpers hinein.

Nutzbare Mineralien

(Th, unter Verwendung von Archiv-Unterlagen der Lagerstätten-Abteilung der Geologischen Bundesanstalt)

Der Kristallinbereich unseres Kartenblattes ist recht arm an nutzbaren Mineralien. Technisch verwertbare Erzlagerstätten sind bisher von keiner einzigen Stelle bekanntgeworden. Einige alte Bergbaue auf Graphit sowie ein kleiner Probearbeit auf Talk sind heute längst aufgelassen. Gewisse Möglichkeiten bestehen in der Nutzbarmachung von Quarz- und Feldspatvorkommen (Quarzgänge, Pegmatite), bisher ist jedoch noch kein verkehrs- und abbaumäßig günstig gelegenes Vorkommen dieser Art besonders bekanntgeworden. — Größere Bedeutung hat lediglich die Steinbruchindustrie, die eine nicht zu unterschätzende Erwerbsquelle der sonst relativ industriearmen Landgebiete darstellt (siehe A. KIESLINGER, 1953).

Innerhalb der jüngeren Bedeckungen und im Molasse-Randbereich sind einige Vorkommen von qualitativ mehr oder minder hochwertigen Tonen und vor allem ausgedehnte Lagerstätten von Quarzsanden, welche in Zukunft sicher noch intensiver nutzbar gemacht werden könnten, von Bedeutung.

a) Kristallinbereich

B e r y l l

Beryllvorkommen in Pegmatiten des Mühlviertels sind schon in der Literatur des vorigen Jahrhunderts bekanntgemacht worden (NEMINAR, 1875, SCHARITZER, 1880). Eine Zusammenstellung der Beryllfunde im oberösterreichischen Kristallin von J. SCHADLER aus dem Jahre 1938 findet sich im Lagerstätten-Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

In neuerer Zeit hat vor allem das Vorkommen bei Zissingdorf eine Zeitlang größeres Interesse hervorgerufen (siehe Zeitungsnotiz „NEUES ÖSTERREICH“, 1955). Hier sind schon vor langem ausgeackerte Blöcke von Pegmatit mit gelblichgrünen, 4—5 cm langen, säulchenförmigen Beryllkristallen von 3 bis 8 mm Durchmesser beobachtet worden. Durch eine untiefe Schürfung im Jahre 1956 wurde ein nicht bauwürdiger schwächtiger Lagergang von beryllführendem Pegmatit aufgeschlossen. Auch ein gelegentlicher Beryllfund am Ostfuß des Pöstlingberges sowie das Vorkommen von blaugrünen Beryllkristallen auf dem Salband des Pegmatits vom Fehringner Bruch bei R o t t e n e g g dürften

nur von mineralogischem Interesse sein. Weiters sei auf das Auftreten von kleinen, oft schön blaugrün gefärbten Beryllen zusammen mit Columbit-Tantalit in Pegmatit-Feldlesesteinen am Südwestfluß des P f e n n i g b e r g e s bei Linz hingewiesen. (Belegstufen für alle genannten Vorkommen finden sich im O.-Ö. Landesmuseum in Linz.) Schließlich fand G. FRASL in dm-mächtigen, scharf begrenzten Pegmatitgängen im Mauthausener-Granit-Steinbruch südlich von N a t h s c h l a g (S Aigen) vereinzelt bis 2 cm große hellgrüne Beryllkristalle. Auch dieses Vorkommen ist nur von mineralogischem Interesse.

E i s e n e r z

Nach einem Gewährsmann von COMMENDA (1904) soll bei Gramastetten ein alter Eisenbau auf Rot- und Brauneisenstein bestanden haben. Es handelte sich dabei vermutlich nur um unbedeutende Eisenanreicherung in Gesteinen, die als Zuschlag bei unfernen Eisenhütten Verwendung fanden.

F e l d s p a t

Feldspat- bzw. Pegmatitvorkommen, die jedoch fast durchwegs noch nicht auf ihre technische Eignung und Bauwürdigkeit untersucht worden sind, wurden von Grubhof bei A r n r e i t h (Bez. Rohrbach), D ü r n b e r g bei Ottensheim, E l m b e r g bei Linz sowie von einer Anzahl anderer Lokalitäten durch die Geologische Karte Linz-Eferding (J. SCHADLER, 1952) bekanntgemacht. Weiters finden sich recht häufig pegmatitische Ausscheidungen und Gänge im Bereich des Altenberger Granits und verwandter Granittypen (St. Sixter Granit usw.). ZIRKL (1960) erwähnt Pegmatitrollstücke bei Reikersdorf und zwischen Ründl- und Lichtenauer Berg sowie (1961) kleinere Pegmatitgänge vom Moserberg.

F l u o r i t

Imprägnationen und Kluftbeläge von Fluorit im Sulzberg-Granit, dem feinkörnigen jüngeren Nachschub des Eisgarner Granits, von welchen G. FUCHS (1960) berichtete, sind von mineralogisch-petrogenetischem Interesse, nicht jedoch von wirtschaftlicher Bedeutung.

G r a p h i t

Eine dem gegenwärtigen Kenntnisstand entsprechende Zusammenstellung der Graphitvorkommen unseres Kartenblattbereiches findet sich bei H. HOLZER (1964).

Die größte Graphitkonzentration Oberösterreichs und zugleich das einzige F l i n z graphitvorkommen Österreichs, das eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung erlangt hatte, ist die Lagerstätte H e r z o g s d o r f — geologisch gebunden an jene eigentümliche Gesteinsgesellschaft, welche unter dem Titel „Die Zone von Herzogsdorf“ beschrieben wurde (siehe S. 16). — Im Jahre 1914/15 wurden mittels eines 10 m tiefen Schurfschachtes und Untersuchungsstollens 30—80 cm mächtige Graphitlager aufgeschlossen. In den Jahren 1920—1925 fand ein bescheidener Abbau statt. Die Hauwerksgehalte betragen 26,86—48,10% C bzw. 13—36,88% Flinz mit 80% C. Seit 1925 ruht der Bergbau. (Literatur: v. ZEPHAROVICH III, 1893, H. COMMENDA, 1886, C. F. EICHLEITER & O. HACKL,

1919, J. SCHADLER, 1952, G. FUCHS, 1962, H. HOLZER, 1964; unveröffentlichte Gutachten und Berichte: CHEMISCHES INSTITUT des BAYERISCHEN LYZEUMS PASSAU, 1920, E. WURZINGER, 1921, J. SCHADLER, 1949, G. FUCHS, 1961.)

Kleinere und wirtschaftlich wohl unbedeutende Graphitvorkommen bzw. Graphitindikationen wurden von mehreren Orten des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes gemeldet: An der Straße zwischen Haibach bei Passau und Freinberg steht eine 10—15 m mächtige Graphitgneislage an mit bis zu 18% C (H. HOLZER, 1964, unveröff. Bericht O. THIELE, 1961). Bei Krempelstein, unweit Esternberg, soll ein alter Stollen auf Graphit in Perlgneisen bestanden haben (H. COMMENDA, 1886). Weiters berichtete bereits COMMENDA (1884, 1886, 1904) von Graphitfunden bei Engelhartzell, Hangling (bei Kollerschlag), von Schurfarbeiten auf meist sehr unreinem Graphit bei Panidorf und Schönberg nordwestlich von Klaffer (graphitführende Lagen in Schiefergneisen), von Graphitausbissen bei Aigen im Mühlthal und auf den Feldern beim Gehöft Hager und von tonverunreinigtem Graphit an einigen Stellen der zu Stollnberg (O. G. Ulrichsberg) gehörigen Sonnleiten. Unbedeutende Graphitfunde in Quetschschiefen bei Aigen-Diendorf wurden von J. SCHADLER (1949, unveröff.) angegeben. — Die von COMMENDA von Sarleinsbach erwähnten Graphitausbisse kämen nach den Kartierungen von G. FUCHS in einem ausgedehnten Weinsberger-Granit-Areal zu liegen, sind also recht fraglich.

K a o l i n

Spuren von Kaolin sind im westlichen Mühlviertel und im Sauwald weit verbreitet (vgl. auch COMMENDA, 1904), größere und wirtschaftlich bedeutende Lagerstätten konnten trotz Prospektionsarbeiten der interessierten Industrie bislang in diesem Raum nicht gefunden werden.

Q u a r z

Nordöstlich von Leonfelden gibt J. ASBÖCK (1938) einen etwa 20 m mächtigen reinen Quarzgang an, den er durch Lesesteine etwa 1 km nach Nordwesten verfolgen konnte. Bekannt ist weiters der Quarzgang nach Plöcking (J. SCHADLER, 1952). Durch Detailkartierung könnten aber auch im weiteren Kartenblattbereich, etwa im westlichen Sauwald, größere Gangquarzvorkommen lokalisiert werden.

T a l k

Unbedeutende Vorkommen von Talkschiefern in den Quetschgesteinen der Rodlstörung finden sich südwestlich von Zwettl a. d. Rodl, wo 1923/24 auch ein kleiner Probeabbau erfolgte, sowie südöstlich von Zwettl, nächst E dt bei Gramastetten und bei Stetten östlich Herzogsdorf (Montanztg., 1923, W. PETRASCHECK, 1937, J. SCHADLER, 1952).

b) Tertiärbereich

Hier sei nur auf einige Lagerstätten hingewiesen, die an die jüngere Bedeckung des kristallinen Grundgebirgssockels und den an ihn unmittelbar anschließenden

Randbereich der Molassezone gebunden sind. Eine genaue Bestandsaufnahme der dem Tertiärbereich angehörigen Lagerstätten lag außerhalb des Rahmens unserer Untersuchungen.

Braunkohle

Wenig mächtige Braunkohleflöze in oligozänen Sanden und Tonen standen laut EHRlich (1854) u. a. im Gebiet von Walding-Mursberg (Vogging bei Freudenstein) im Abbau. Weitere schwache Braun- bzw. Glanzkohlenlager sind von Haizing (O. G. Hartkirchen), Obenberg und Wachsrath (O. G. Ried i. d. Riedmark), im Saugraben nordöstlich Katsdorf und von Wolfing bekanntgeworden, doch dürfte kaum eines von ihnen je bauwürdig gewesen sein. Ein bescheidener Bergbau bestand seinerzeit auf ein kleines, etwas lignitisches Braunkohlevorkommen beim Pleßnerhof bei Mauthausen.

(Kaolin siehe S. 69)

Phosphorit

Anreicherungen von Phosphoritknollen in Grobsandschichten miozänen Alters finden sich entlang eines schmalen küstennahen Streifens am südlichen Kristallinrand im Raume Linz und Eferding, besonders jedoch im Gebiet von Prambachkirchen (J. Schadler, 1934, 1952 usw.). (Schurfarbeiten und Probeabbau in den Jahren 1933—1935, weitere Untersuchungsarbeiten 1940, maschineller Abbau 1945—1947, wegen zu hoher Gestehungskosten jedoch aufgegeben.)

Quarzsande

Mächtige und ausgedehnte Vorkommen von Quarzsanden sind am südlichen Kristallinrand, am Nordrand des Gallneukirchner Beckens und im übrigen Molasserandbereich weit verbreitet. Sie werden teilweise als Scheuersande und für die Bau- und Baustoffindustrie abgebaut, sind aber örtlich lagenweise auch als Formsande und zum Teil sogar als Glassande verwendbar. Eine reiche Dokumentation darüber findet sich im Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt.

Tone

Östlich bis nordöstlich von Freinberg, also dem kristallinen Sockel des westlichen Sauwaldes auflagernd, finden sich unter einer geringmächtigen Schotterdeckungs- und Hafnerton- und darunter graubläuliche bis grünliche Fetttone (Bleistifftone). Liegendes: schwärzlichbraune Tone mit Kohleteilchen und Pyritkonkretionen, letztere vermutlich dem Kristallin auflagernd. Dieses Vorkommen ist bisher nur zum geringen Teil genutzt worden. Ähnliche Vorkommen kleinerer Ausdehnung, zum Teil mit einer etwas mächtigeren Schotterbedeckung, finden sich auch in der Umgebung von Gattern (Pillwein, 1827, Ehrlich, 1854, Gumbel, 1868, Till, 1913, Stadler, 1925, W. Petrascheck, 1937, u. a.); Töpferton (und Ziegelton) auch bei Ringelholz und Unter-Zeilberg.

Hafnerton findet sich in Begleitung der Linzer Sande bei Haizing bei Aschach a. d. D., graue feuerfeste Tone als Zwischenmittel und Liegendes von schwachen Glanzkohlenflözen bei Mursberg (O. G. Walding). Bei Leonding soll nach EHRlich (1854) in etwa 1 m Teufe plastischer Hafnerton erbohrt worden sein, weiters soll der Tegel aus der Umgebung von Linz in einer Fabrik zu St. Margarethen zu feuerfesten Ziegeln gebrannt worden sein. Bei Windgassen bei Schwertberg treten in der Überdeckung des Weinsberger und Mauthausener Granits buntfarbige Tonschichten von teilweiser Feuerfestigkeit auf. Teilweise stark sandige Hafnertone („Tachet“) werden aus dem Liegenden der Linzer Sande in Götzelsdorf bei Steyregg gewonnen (K. LECHNER, 1949). Für das Tonvorkommen bei Ried i. d. Riedmark fanden sich keine genaueren Angaben.

Zusammenstellung der chemischen Gesteinsanalysen (Th)

Auf den folgenden Seiten bringen wir eine Zusammenstellung der im österreichischen Staatsbereich des Kartenblattes durchgeführten chemischen Gesteins-Vollanalysen kristalliner Gesteine. Die Reihung wurde entsprechend der im Text behandelten Gesteinsgruppen vorgenommen. Die Probebezeichnung erfolgte nach der von uns verwendeten Nomenklatur, fallweise wurden die in den jeweiligen Publikationen verwendeten Original-Probebezeichnungen in Klammern angegeben.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	62,94	64,46	64,88	66,57	70,28	67,95	66,37
TiO ₂	0,83	0,92	0,59	0,76	0,45	0,50	0,58
Al ₂ O ₃	17,93	19,48	16,15	15,55	15,60	15,65	15,82
Fe ₂ O ₃	1,07	1,07	0,64	0,56	0,26	0,48	0,28
FeO	4,68	6,35	5,51	5,39	3,76	3,66	4,25
MnO	0,04	0,08	0,05	0,02	0,09	0,02	u. 0,01
CaO	0,55	0,47	1,59	1,29	0,99	2,11	2,84
MgO	2,52	1,85	3,06	2,64	2,04	1,20	1,93
K ₂ O	4,22	2,95	1,71	3,06	2,52	3,73	3,22
Na ₂ O	1,99	1,16	4,09	2,37	2,15	3,78	3,07
H ₂ O—	0,21	0,28	0,16	0,45	—	0,14	0,27
H ₂ O ⁺	2,44	1,22	1,04	1,64	1,64	0,67	1,04
CO ₂	0,04	0,03	0,09	0,11	—	0,10	0,03
P ₂ O ₅	0,25	0,06	0,09	0,11	0,02	0,40	0,28
S	0,03	0,09	0,18	0,08	0,04	0,05	0,04
BaO	0,10	0,13	0,05	0,08	0,08	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	n. n.	k. Sp.	n. n.	—	0,04	n. n.
V ₂ O ₅	0,03	u. 0,01	0,02	0,017	—	0,02	0,01
ZrO ₂	n. n.	0,01	n. n.	0,01	—	0,01	n. n.
U	n. n.	n. n.	n. n.	Sp.	—	n. n.	n. n.
Cl	0,03	0,01	0,05	0,05	—	0,04	0,01
	99,92%	100,62%	99,95%	100,76%	99,92%	100,61%	100,10%
— O für Cl	0,01		0,01	0,01		0,01	
	99,91%		99,94%	100,75%		100,60%	
Spez. Gew.	2,77	2,75	2,77	2,74	2,703	2,71	2,71

Schiefergneise:

1. Cordieritparagneis, Straße nach Panihaus, NE Aigen, K. FABICH (1962).
2. Granat-Sillimanit-Cordieritgneis, W vom Hochbuch (WNW Münzkirchen), K. FABICH (1962).

Mischgesteine:

3. Perlgneis, Kl. Stbr. W Mayrhsl. (E Pfarrkirchen), K. FABICH (1962).
4. Cordieritperlgneis, 1200 m E von Kopfing, K. FABICH (1962).
5. Cordieritreicher Migmatit (Flasergranit), Wernstein, Wasserbau-Bruch, G. HORNINGER (1936).
6. Weitgehend homogenisierter Perlgneis (Perlgneis), Feuermühle, (NE Neukirchen a. W.), K. FABICH (1960).
7. Weitgehend homogenisierter Perlgneis, 500 m N Kenading (N Enzenkirchen), K. FABICH (1962).

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	52,99	66,09	63,29	64,83	66,46	64,34	67,22
TiO ₂	0,88	0,30	0,89	1,35	0,67	0,52	0,50
Al ₂ O ₃	17,53	15,93	17,42	15,17	15,41	16,96	15,97
Fe ₂ O ₃	2,53	0,17	0,70	0,42	0,70	0,42	0,76
FeO	6,16	1,92	2,85	4,73	4,21	3,25	2,02
MnO	0,09	0,05	0,03	0,05	0,04	0,01	0,02
CaO	6,29	2,48	3,59	2,75	2,40	2,36	2,36
MgO	4,37	1,29	1,62	1,73	1,40	0,93	0,94
K ₂ O	3,26	7,91	4,73	4,19	4,15	7,16	6,00
Na ₂ O	4,47	2,59	3,91	3,16	3,18	3,03	3,25
H ₂ O—	0,01	0,02	0,02	0,15	0,07	0,09	0,10
H ₂ O+	0,85	0,42	0,45	0,45	0,72	0,58	0,82
CO ₂	—	—	—	0,13	0,03	0,11	—
P ₂ O ₅	0,25	0,35	0,15	0,36	0,37	0,32	0,15
S	0,16	0,23	0,13	0,09	0,03	Sp.	n. b.
BaO	0,16	0,47	0,30	0,10	0,04	0,14	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,02	k. Sp.	u. 0,01	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0,01	u. 0,01	0,01	—
ZrO ₂	—	—	—	u. 0,01	0,01	0,01	—
U	—	—	—	0,01	n. n.	n. n.	—
Cl	—	—	—	0,04	0,05	0,03	—
	99,99%	100,20%	100,06%	99,74%	99,94%	100,27%	100,11%
— O für Cl				0,01	0,01	0,01	
				99,73%	99,93%	100,26%	
Spez. Gew.				2,72	2,71	2,67	2,68

8. Grobkorngneis, hornblendeführend, Stbr. Landshaag, E. JÄGER (1953).
 9. Grobkorngneis, hornblendeführend, Stbr. Landshaag, E. JÄGER (1953).
 10. Grobkorngneis, Stbr. Landshaag, E. JÄGER (1953).
 11. Grobkorngneis (Körneltgneis), Kote 796 SE Pfarrkirchen/Mühlkreis, K. FABICH (1960).
 12. Stark granitisierter Grobkorngneis, Klafferbach S Holzschlag, K. FABICH (1962).
- Tiefengesteine:
13. Weinsberger Granit, biotitreich, 400 m SW Hötzendorf (N Sarleinsbach), K. FABICH (1962).
 14. Weinsberger Granit, Stbr. Zottmann, St. Georgen a. d. Gusen, G. KURAT (1965).

	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	55,73	58,52	64,36	70,70	69,72	65,56	73,32
TiO ₂	1,75	1,59	1,00	0,35	0,47	0,84	0,13
Al ₂ O ₃	16,94	16,76	16,71	14,35	14,93	16,00	14,09
Fe ₂ O ₃	0,56	0,96	1,44	0,45	0,23	0,24	0,18
FeO	7,35	5,93	3,14	2,48	2,58	3,86	1,82
MnO	0,06	0,06	0,07	0,01	0,04	0,01	0,01
CaO	5,18	4,71	3,98	1,16	1,60	2,19	0,91
MgO	2,81	2,34	1,87	0,87	1,14	1,91	0,46
K ₂ O	4,15	3,82	3,19	5,67	5,35	4,83	5,68
Na ₂ O	3,27	3,32	3,66	2,85	2,68	2,88	3,03
H ₂ O—	0,17	0,17	0,28	0,16	—	0,14	0,17
H ₂ O ⁺	0,65	0,75	0,51	0,67	0,71	0,84	0,56
CO ₂	0,18	0,03	0,04	0,04	—	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,68	0,86	0,06	0,19	0,23	0,39	0,13
S	0,08	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,02
BaO	0,14	0,09	0,12	0,07	0,06	0,08	0,02
Cr ₂ O ₃	Spur	0,01	k. Sp.	n. n.	—	n. n.	n. n.
V ₂ O ₃	0,025	0,02	0,02	0,01	—	Spur	0,01
ZrO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01
U	n. n.	n. n.	—	n. n.	—	n. n.	n. n.
Cl	0,04	0,07	k. Sp.	0,01	—	0,02	0,05
	99,78%	100,06%	100,49%	100,09%	99,78%	99,90%	100,63%
— O für Cl	0,01	0,02			(0,02)		0,01
	99,77%	100,04%			99,76%		100,62%
Spez. Gew.	2,82	2,78	2,74	2,65	2,676	2,71	2,64

15. Diorit I (Diorit-Gabbrodiorit), 200 m S Grubhof (SE Sprinzenstein), K. FABICH (1962).
16. Diorit I, 250 m W von Oberpeilstein, K. FABICH (1962).
17. Diorit II (Titanitflecken-Diorit), Stbr. Julbach, K. FABICH (1953).
18. Engerwitzdorfer Granit (mittelkörniger Weinsberger Granit), Gemeindestbr. SE Engerwitzdorf, K. FABICH (1962).
19. Schärdinger Granit, „Stuag“-Stbr. Allerding, G. HORNINGER (1936).
20. Peuerbacher Granit, Stbr. in der Leithen (N Peuerbach), K. FABICH (1962).
21. Saurer Zweiglimmergranit, Eitzenberg (SE Münzkirchen), Stbr. der Straßenmeisterei, K. FABICH (1962).

	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	74,06	73,30	63,51	63,19	63,87	69,24	69,50
TiO ₂	0,38	0,17	0,66	0,87	1,02	0,22	0,48
Al ₂ O ₃	13,45	14,50	16,79	17,65	16,24	17,37	15,19
Fe ₂ O ₃	0,27	0,28	0,92	1,54	1,39	0,26	0,30
FeO	1,40	1,25	2,29	2,62	3,31	2,51	2,28
MnO	0,02	Spur	0,03	0,005	0,07	Sp.	0,04
CaO	0,78	1,16	4,08	3,98	3,89	1,94	1,98
MgO	0,37	0,37	1,53	1,97	1,81	0,78	1,05
K ₂ O	5,10	4,35	5,98	3,16	3,28	4,05	4,98
Na ₂ O	3,23	3,90	3,39	4,09	4,30	3,39	3,25
H ₂ O—	0,18	0,22	0,13	0,32	0,28	—	—
H ₂ O+	0,46	0,58	0,33	0,55	0,44	0,43	0,44
CO ₂	0,08	0,08	0,21	0,17	0,09	—	—
P ₂ O ₅	0,30	0,13	0,17	0,08	0,35	0,08	0,17
S	0,05	0,05	0,03	0,06	0,03	—	0,05
BaO	0,03	0,14	0,23	0,13	0,12	—	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,016	k. Sp.	u. 0,01	—	—
V ₂ O ₅	0,02	0,03	0,017	0,018	0,017	—	—
ZrO ₂	0,01	u. 0,01	0,023	0,014	0,014	0,04	0,05
U	u. 0,01	n. n.	—	—	—	—	—
Cl	0,04	0,05	Spur	k. Sp.	0,027	—	—
	100,25%	100,58%	100,34%	100,42%	100,55%	100,31%	99,82%
— O für Cl	0,01	0,01					(0,02)
	100,24%	100,57%					99,80%
Spez. Gew.	2,64	2,63	2,69	2,72	2,72	2,662	2,67

22. Saurer Zweiglimmer-Ganggranit, Feuermühle (NE Neukirchen a. W.), K. FABICH (1960).
23. Kontakthof des Ganggranits (vom Ganggranit infiltrierter Perlgneis), Feuermühle (NE Neukirchen a. W.), K. FABICH (1960).
24. Hornblendegranit, Stbr. Geiselreith-Süd bei Aigen, K. FABICH (1953).
25. Titanitführender Feinkorngranit, Stbr. Geiselreith-Süd bei Aigen, K. FABICH (1953).
26. Titanitflecken-Granit, Stbr. Breitenstein bei Aigen, K. FABICH (1953).
27. Plöckinger Granit, Stbr. d. Fa. Kastner u. Co., H. SCHARBERT (1955).
28. Mauthausener Granit, Stbr. Wienergraben bei Mauthausen, F. MAROSCHEK (1933).

	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	68,62	68,87	68,60	69,56	61,90	70,39	71,78
TiO ₂	0,43	0,59	0,42	0,30	0,68	0,34	0,17
Al ₂ O ₃	16,05	15,08	15,96	15,88	17,96	15,43	15,43
Fe ₂ O ₃	0,24	0,17	0,15	0,58	1,09	0,44	0,62
FeO	2,05	2,53	2,66	2,16	3,56	1,88	1,32
MnO	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02
CaO	1,97	2,16	2,33	2,74	5,32	0,91	0,62
MgO	0,87	1,15	1,25	0,71	2,26	0,60	0,61
K ₂ O	5,20	4,83	4,78	3,31	1,85	5,90	5,42
Na ₂ O	3,60	3,31	3,32	3,87	3,96	3,03	3,31
H ₂ O—	0,41	0,18	0,19	0,09	0,17	0,15	0,28
H ₂ O+	0,66	0,85	0,56	0,76	1,07	0,91	0,79
CO ₂	—	0,05	0,04	0,03	0,06	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,07	0,23	0,29	0,19	0,27	0,32	0,26
S	—	0,01	0,01	0,03	0,07	0,01	0,03
BaO	—	0,09	0,07	0,04	0,04	0,015	0,02
Cr ₂ O ₃	—	0,015	n. n.	Spur	n. n.	0,02	Spur
V ₂ O ₃	—	0,01	0,01	u. 0,01	0,015	0,01	u. 0,01
ZrO ₂	—	0,01	0,01	0,01	0,01	n. n.	0,01
U	—		n. n.	n. n.	n. n.	0,01	u. 0,01
Cl	—	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03
	100,19 ⁰ / ₀	100,19 ⁰ / ₀	100,70 ⁰ / ₀	100,30 ⁰ / ₀	100,32 ⁰ / ₀	100,44 ⁰ / ₀	100,74 ⁰ / ₀
— O für Cl						0,01	0,01
						100,43 ⁰ / ₀	100,73 ⁰ / ₀
Spez. Gew.	2,67	2,75	2,83	2,67	2,75	2,66	2,66

29. Mauthausener Granit, Stbr. Bettelberg bei Mauthausen, W. RICHTER (1965).
30. Granodiorit, Stbr. Windhaag (bei Freistadt), K. FABICH (1962).
31. Granodiorit, Posthöferbruch bei Windhaag b. Fr., K. FABICH (1962).
32. Freistädter Granodiorit, Kerntyp, Steinböckhofbruch bei Lasberg, K. FABICH (1962).
33. Freistädter Granodiorit, Randfazies, Oberreitern bei St. Oswald bei Freistadt, K. FABICH (1962).
34. Eisgarner Granit, 800 m NW von Oberschwarzenberg, K. FABICH (1962).
35. Sulzberg-Granit, Bruch a. d. Straße 1 km W Sulzberg, K. FABICH (1962).

	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	66,85	70,47	62,62	60,23	58,54	57,94
TiO ₂	0,37	0,42	0,90	1,01	0,89	0,91
Al ₂ O ₃	16,48	15,63	16,07	16,26	16,47	15,53
Fe ₂ O ₃	0,41	0,37	0,44	1,95	1,33	1,44
FeO	3,04	1,90	3,32	2,98	4,49	4,69
MnO	0,07	0,05	0,11	0,07	0,19	0,12
CaO	3,30	2,75	4,67	5,50	6,27	4,41
MgO	1,22	0,55	3,07	3,38	4,67	5,67
K ₂ O	3,10	3,28	1,99	2,77	2,04	4,19
Na ₂ O	4,06	3,86	4,88	4,22	3,58	2,80
H ₂ O ⁻	0,12	—	0,19	0,64	0,11	0,47
H ₂ O ⁺	0,89	1,03	1,42	0,90	0,94	1,31
CO ₂	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,11	0,24	0,26	0,25
S	—	0,02	0,09	0,06	0,32	0,34
BaO	—	0,11	0,04	0,04	—	0,08
	100,05%	100,51%	99,92%	100,25%	100,10%	100,15%
Spez. Gew.	2,709	2,642	2,716	2,778	2,756	2,744

Ganggesteine:

36. Granodioritporphyr (Granodiorit), „Großes Mühlthal“, H. G. SCHARBERT (1957).
37. Quarzdioritporphyr (Amelreiching (S Schardenberg), G. HORNINGER (1936).
38. Hornblende-Granodioritporphyr (Hornblendegranodiorit), Fromherzbruch, Kleines Mühlthal, H. G. SCHARBERT (1957).
39. Hornblende-Granodioritporphyr, „Teufelsboding“, Pesenbachtal, W. ZWICKER (1953).
40. Dioritporphyr (Hornblendediorit), ca. 200 m unterh. d. „Hexenloches“ im Gr. Mühlthal, H. G. SCHARBERT (1957).
41. Kersantit, ca. 2,5 km NE Roteneck, H. G. SCHARBERT (1957).

Diskussion der chemischen Gesteinsanalysen

Von SUSANNE SCHARBERT

Die Analysen der metamorphen und Massengesteine aus dem Mühlviertel und dem Sauwald wurden nach verschiedenen Verrechnungsmethoden verarbeitet, um mögliche vorhandene Variationen und Zusammenhänge in der chemischen Zusammensetzung der Metamorphite einerseits und der Intrusiva andererseits herauszufinden. Von der Verrechnung ausgenommen sind die in vorhergehender Zusammenstellung angeführten Ganggesteine, die bereits von H. G. SCHARBERT, 1957, ausführlich behandelt wurden und für die Diskussion an dieser Stelle nicht von unmittelbarer Bedeutung sind.

Die metamorphen Gesteine

In Tabelle 2 sind die NIGGLI-Werte al, fm, c, alk und die Quarzzahl qz als Maß für die SiO₂-Sättigung für Metamorphite und Massengesteine angegeben.

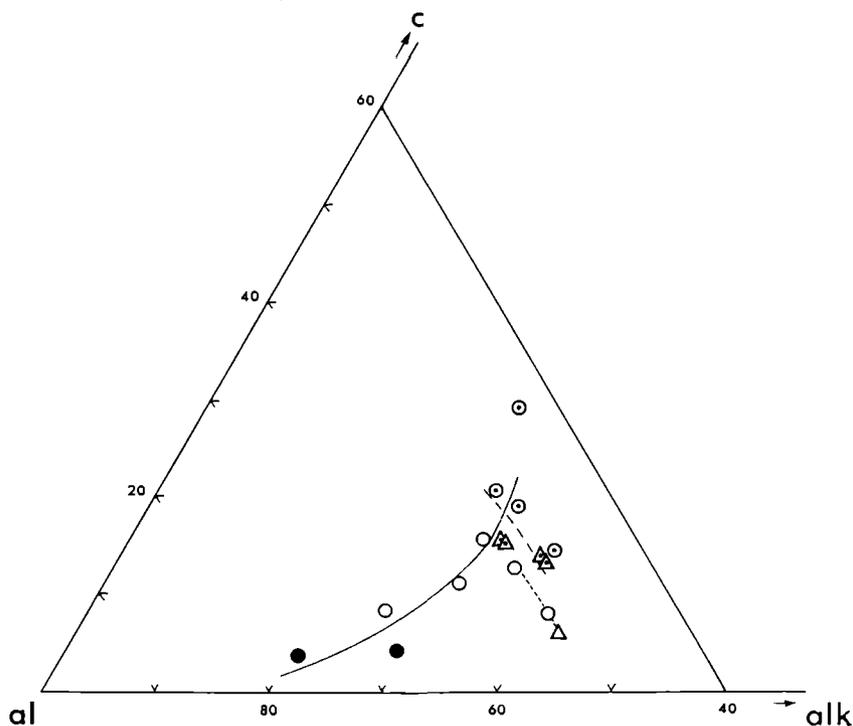


Abb. 4: Darstellung der Metamorphite und des Weinsberger Granits im Dreieck al—alk—c. Deutlich zu sehen ist die Zunahme von c und alk von den Schiefergneisen zu Perl- und Grobkorngneisen, die der Zunahme von Feldspatsubstanz entspricht. Die grob strichlierte Linie zeigt den Zusammenhang zwischen Grobkorngneis und Weinsberger Granit (Zunahme von alk). Die fein strichlierte Linie verbindet den Perlgneis (Analyse 6), der vom Ganggranit (Anal. 22) durchschlagen wird, mit dem von letzterem veränderten Kontakthof (Anal. 23). ● Cordieritparagneis und Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis, ○ Perlgneis, ⊙ Grobkorngneis, Dreieck mit Punkt = Weinsberger Granit.

Diese Werte wurden in das Dreiecksdiagramm $al-fm-c$ eingetragen. Die Abbildung 4 zeigt klar die Zunahme von c und alk von den Schiefergneisen (Altbestand) über Cordieritperlgneise zu homogenen Perlgneisen und Grobkorngneisen, was sich in der mineralogischen Zusammensetzung durch Zunahme von Feldspat bemerkbar macht (Analysen Nr. 1–11). Beachtlich ist der hohe Tonerdeüberschuß vor allem der Analysen 1 und 2, der aus dem Wert t , berechnet aus $al-(c + alk)$, hervorgeht. t gibt die Menge des nicht an Alkalifeldspat und Anorthit gebundenen Aluminiums wieder, d. h. des Aluminiums, das in den Alumosilikaten Sillimanit, Cordierit usw. eingebaut ist (Analysen 1–5). Graphisch dargestellt ist die Größe t in Abbildung 5. Ist der Wert t kleiner als 0, d. h. $c > (al-alk)$, so geht das nicht an Aluminium gebundene Kalzium c' in die femischen Bestandteile ein und es tritt wie bei Gesteinen der Analysen 8 und 9 Hornblende auf.

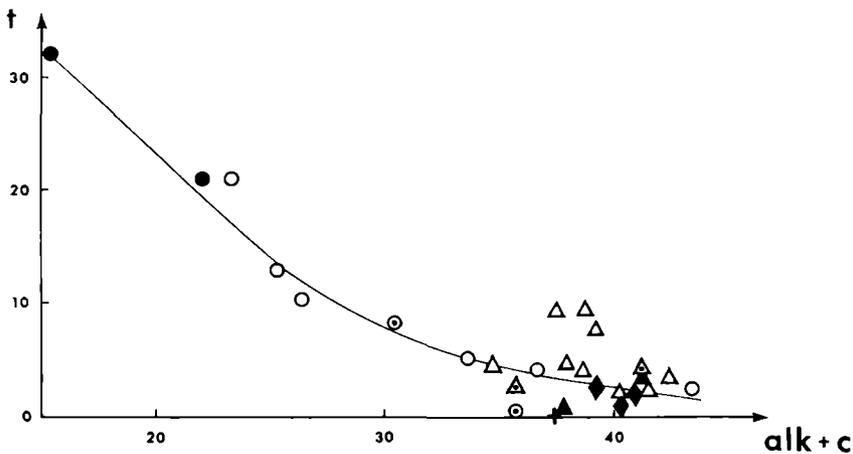


Abb. 5: Darstellung des Aluminiumüberschusses, ausgedrückt durch t . ● Schiefergneis, ○ Perlgneis, ⊙ Grobkorngneis, Dreieck mit Punkt = Weinsberger Granit, + Diorit, ▲ Hornblende und Titanit führende Granite, Rhombus = Granodiorite, △ übrige Granite.

Die Größe von t läßt natürlich Schlüsse über das Ausgangsgestein von Metamorphiten zu. Aus diesem Grund wurden die Analysen 1–11 zusätzlich in ein ACF-Diagramm eingezeichnet (Abb. 6). Die Cordieritparagneise und Granat-Cordierit-Sillimanitgneise können eindeutig aus karbonatfreien Tonen abgeleitet werden. Die übrigen Gneise fallen in die Felder von karbonatführenden Tonen bzw. Grauwacken. Da aber aus der Kartierung hervorgeht, daß der Übergang Schiefergneise—Mischgesteine kontinuierlich ist, liegt die Vermutung nahe, daß die Perlgneise aus den alten Schiefergneisen durch Feldspatsprossung hervorgegangen sind. Auszuschließen ist wohl ihre Entstehung durch Anatexis der Schiefergneise ohne damit einhergehender Stoffzufuhr. Somit wäre wohl für Perl- und Schiefergneise das gleiche tonige Ausgangsmaterial anzunehmen.

In dem Kapitel über Grobkorngneise weist FUCHS auf den genetischen Zusammenhang zwischen diesen Gesteinen und dem Weinsberger Granit hin. Mehr oder weniger fließende Übergänge werden hervorgerufen durch das Auftreten von

Alkalifeldspaten, die den für den Weinsberger Granit typischen Habitus entwickeln. Die chemischen Zusammenhänge lassen sich in den Diagrammen der Abbildungen 4 und 7 nachweisen.

Die Massengesteine

Aus der Fülle der im Mühlviertel und im Sauwald auftretenden Massengesteine lassen sich neben den Dioriten eine Menge von „Granit“-Typen unterscheiden, deren Zusammensetzung granodioritisch bis granitisch ist (Abb. 7 und 8).

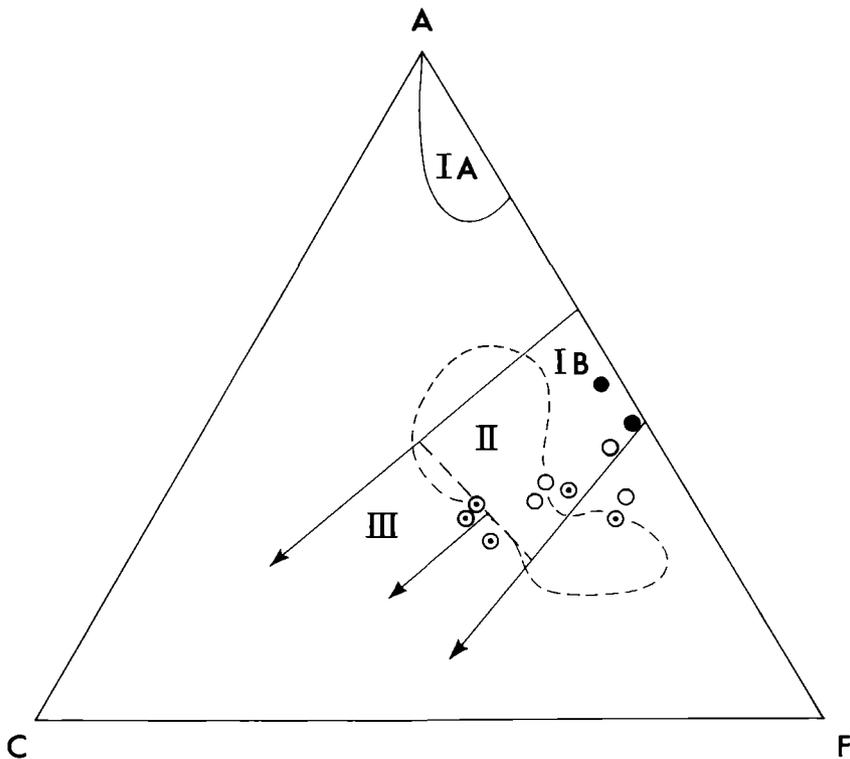


Abb. 6: Chemische Zusammensetzung von Sedimentgesteinen, dargestellt im ACF Diagramm, nach H. G. F. WINKLER. Eingezeichnet sind die Projektionspunkte von Schiefer-, Perl- und Grobkorngneisen, Symbole siehe Abb. 5. IA Al-reiche Tone, IB karbonfreie Tone, II Grauwacken, III Mergel.

Auffallend ist die chemische Variationsbreite des Weinsberger Granits, die zusammen mit der Erscheinung des häufig anzutreffenden kontinuierlichen Überganges in Grobkorngneis wohl kaum für die Kristallisation aus einer homogenen Schmelze spricht (Abb. 9!).

Der hohe c-Wert (Abb. 8) und das daraus weiter berechnete c' der Hornblende- und Titanitgranite ist eine chemische Besonderheit, die ihren Niederschlag, wie ja schon ihre Bezeichnung sagt, in der mineralogischen Zusammensetzung dieser Gesteine findet.

Weiters fällt der hohe t-Wert der Analysen 27, 34 und 35 auf (Plöckinger, Eisgarner und Sulzberg-Granit), der aus der Muskovit-, Cordierit- bzw. Andalusitführung resultiert.

Der t-Wert aller Granite ist durchgehend positiv. Das mag ein Hinweis für endomorphe Vorgänge sein (Einschmelzung von Nebengestein bzw. anatektische Entstehung) oder dafür, daß nachträgliche Stoffverschiebungen stattgefunden haben (Abfuhr von Alkalien, sekundäre Muskovitbildung?). Ähnliche Aussagen liefert auch Tabelle 3, in der die normative Zusammensetzung (CIPW-Norm) der

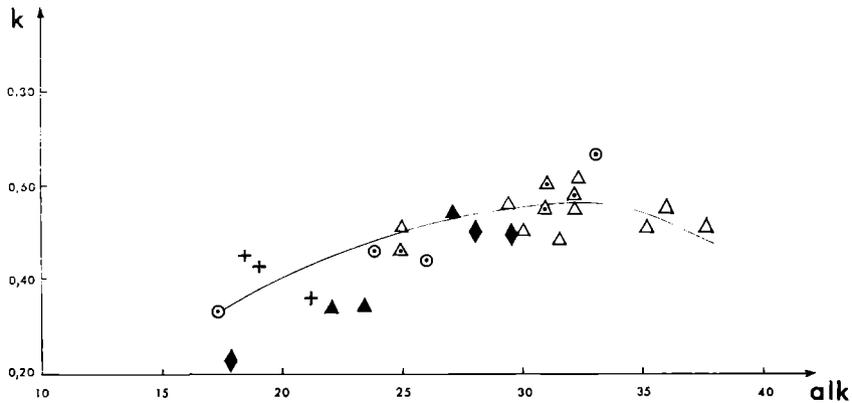


Abb. 7: Abhängigkeit des Kaliumgehaltes, ausgedrückt durch den NIGGLI Wert k, von der Gesamtmenge der vorhandenen Alkalien. Symbole siehe Abb. 5.

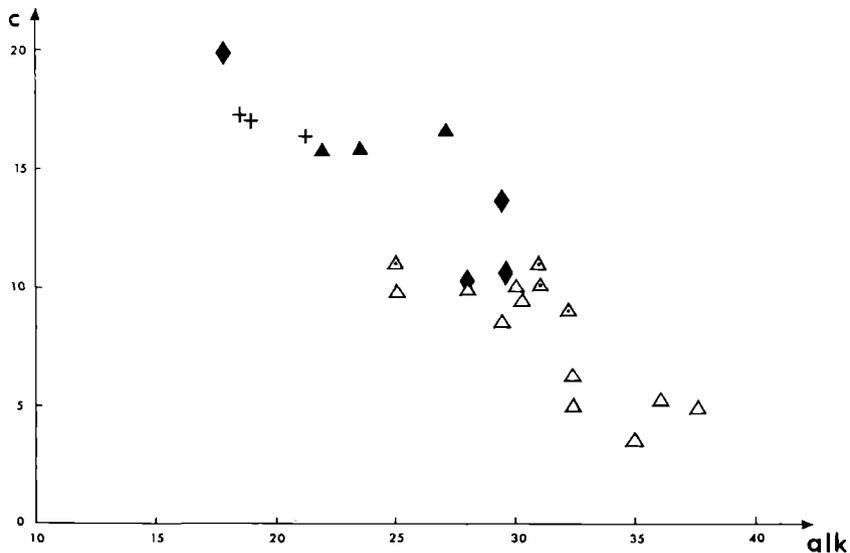


Abb. 8: Differentiationsverlauf der Massengesteine, dargestellt im Diagramm c gegen alk. Symbole siehe Abb. 5.

granitischen Gesteine angegeben ist. Der Aluminiumüberschuß ist hier als Korund c ausgewiesen.

Abbildung 9 zeigt noch die Lage der Granite und Granodiorite im Dreieck Q—Ab—Or. Die Punkte liegen fast zur Gänze im eutektischen „Feld“, so daß man die Bildung der Granitoide wohl durch Kristallisation aus Schmelzen (wie diese auch immer entstanden sein mögen) annehmen kann.

Zuletzt sei noch auf die Analysen 6, 22 und 23 hingewiesen. Nr. 22 ist ein saurer Ganggranit, der einen Perlgneis durchschlägt (Nr. 6). Der Kontakthof (Nr. 23) hat, beeinflußt vom Granit, eine Zusammensetzung, die zwischen der des Gneises und des Granites liegt (siehe Abb. 9). Der Quarz- und Albit-, weniger der Kalifeldspatgehalt haben zugenommen.

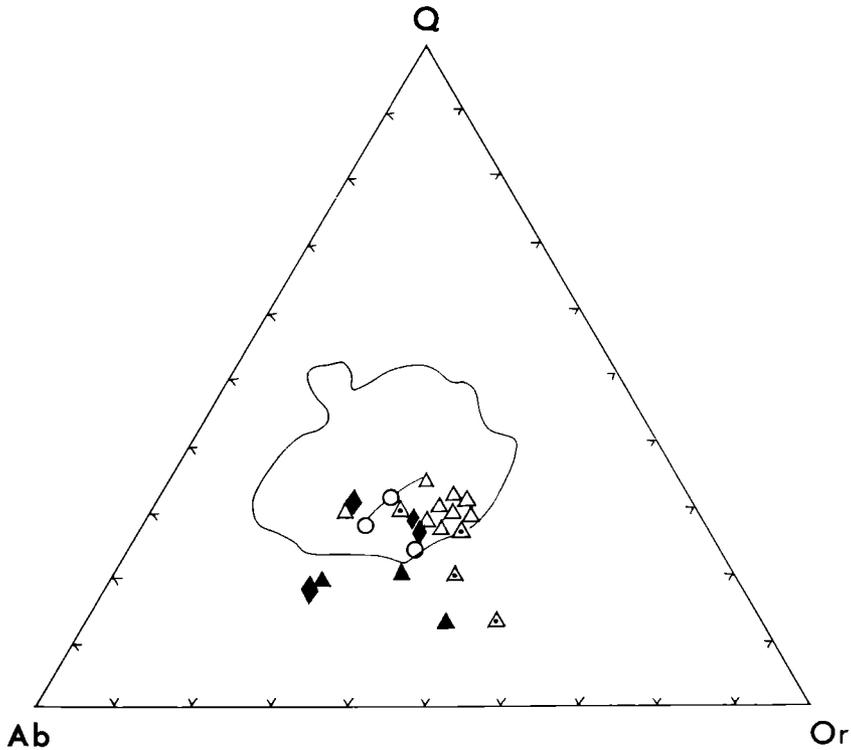


Abb. 9: Lage der Projektionspunkte der granitoiden Gesteine im Dreieck Q—Ab—Or.

Tab. 2: NIGGLI-Werte, berechnet aus den Analysen von Metamorphiten und Massengesteinen aus dem Mühlviertel und dem Sauwald.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
al	43,3	47,5	36,5	38,1	44,7	40,5	38,7	27,7	41,5	39,1
fm	34,7	37,7	37,1	36,6	31,9	22,9	27,8	36,8	13,5	20,4
c	2,5	2,0	6,7	5,7	5,3	9,7	12,7	18,2	12,0	14,6
alk	19,5	13,2	19,7	19,6	18,1	26,9	20,8	17,3	32,9	25,9
qz	80,0	114	69	97	169	90	93	— 26	61	38
k	0,58	0,62	0,21	0,50	0,44	0,39	0,41	0,33	0,66	0,44
mg	0,44	0,30	0,46	0,44	0,47	0,34	0,39	0,47	0,45	0,45
t	21,3	32,3	10,1	12,8	21,3	3,9	5,2	—	—	8,6
c'	—	—	—	—	—	—	—	10,4	8,6	—
	11	12	13	13 a *)	14	15	16	17	18	19
al	36,2	38,5	40,5	45,2	41,6	30,8	33,1	37,6	42,5	42,6
fm	28,1	25,7	18,2	13,5	16,2	33,5	30,9	24,8	18,9	19,5
c	11,9	10,9	10,2	9,1	11,1	17,2	16,9	16,3	6,3	8,5
alk	23,8	24,9	31,1	32,2	31,0	18,5	19,1	21,3	32,3	29,4'
qz	67	82	35	110	77	— 4	19	161	125	221
k	0,46	0,46	0,60	0,57	0,55	0,45	0,43	0,36	0,56	0,56
mg	0,37	0,34	0,30	0,24	0,38	0,38	0,37	0,43	0,33	0,42
t	0,5	2,7	—	3,9	—	—	—	0,0	3,9	4,7
c'	—	—	0,8	—	0,5	4,9	2,9	—	—	—
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
al	39,2	46,0	46,3	46,4	37,7	38,8	36,0	46,7	42,2	44,0
fm	26,0	12,7	11,2	10,1	18,5	23,2	24,7	15,9	17,6	14,8
c	9,8	5,3	4,9	6,9	16,7	15,8	15,8	9,5	10,2	9,7
alk	25,0	36,0	37,6	36,6	27,1	22,2	23,5	27,9	30,0	31,5
qz	73	163	182	152	33	46	45	103	108	92
k	0,51	0,55	0,51	0,42	0,54	0,34	0,34	0,35	0,50	0,48
mg	0,45	0,28	0,59	0,29	0,47	0,47	0,41	0,33	0,42	0,39
t	4,4	4,7	3,8	2,9	—	0,9	—	9,3	2,0	2,8
c'	—	—	—	—	6,1	—	3,3	—	—	—
	30	31	32	33	34	35				
al	41,4	42,0	43,6	37,1	46,5	48,2				
fm	18,4	18,7	15,3	25,2	14,2	13,1				
c	10,6	11,2	13,7	19,9	4,9	3,5				
alk	29,6	28,1	27,4	17,8	34,4	35,2				
qz	102	93	114	45	123	141				
k	0,49	0,49	0,35	0,23	0,56	0,51				
mg	0,43	0,44	0,31	0,46	0,33	0,36				
t	1,2	2,7	2,5	—	7,2	9,5				
c'	—	—	—	0,6	—	—				

*) Weinsberger Granit, Sbr. Korninger, Naarntal, dessen Analyse in der Zusammenstellung nicht angeführt ist (knapp außerhalb des Kartenblattes).

Tab. 3: Normativer Mineralbestand der granitischen und granodioritischen Gesteine aus dem Mühlviertel und dem Sauwald und eines Perlgnaises.

	12	13	13 a *)	14	18	19	20	21	22	23
Or	25,0	42,5	35,5	36,0	35,5	32,5	29,0	34,0	30,5	26,0
Ab	29,0	27,5	27,0	29,5	26,0	24,5	26,5	27,5	29,5	35,5
An	9,5	10,5	7,0	11,0	5,0	6,5	9,0	3,5	2,5	6,0
Q	22,5	10,5	22,9	17,0	24,8	26,0	20,0	28,7	31,7	28,1
Ap	0,8	0,5	0,6	0,3	0,3	0,5	1,1	0,3	0,5	—
Ilm	1,0	0,6	0,4	0,6	0,6	0,6	1,2	—	0,6	0,2
c	2,8	0,5	2,1	0,1	1,8	2,7	3,1	1,9	2,0	1,3
Mt	0,8	0,4	0,3	0,9	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
En	4,0	2,6	1,2	2,6	2,4	3,2	5,1	1,2	1,0	1,0
Fs	5,0	4,4	3,0	2,0	3,2	3,2	4,7	2,6	1,4	1,6
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Or	35,5	18,5	19,5	20,0	30,0	31,0	29,5	28,5	19,5	17,0
Ab	30,5	37,0	39,0	36,5	29,5	32,5	30,0	30,0	35,0	35,5
An	13,5	19,0	15,1	8,5	9,0	10,0	9,0	10,5	12,5	22,7
Q	9,9	14,5	14,1	24,3	23,2	19,8	22,9	21,3	25,0	11,3
Ap	0,3	0,3	0,8	0,3	0,3	—	0,5	0,5	0,5	0,5
Ilm	1,0	1,2	1,4	0,4	0,6	0,6	1,0	0,6	0,4	1,0
c	—	0,7	—	4,3	1,3	1,0	1,4	1,6	1,9	—
Wo	2,4	—	0,8	—	—	—	—	—	—	1,0
Mt	0,8	1,6	1,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,6	1,2
En	4,1	5,4	5,0	2,2	3,0	2,4	3,2	3,4	2,0	6,0
Fs	2,0	1,8	2,8	3,2	2,8	2,4	2,8	3,4	2,6	3,8
	34	35	6							
Or	35,5	33,0	22,5							
Ab	27,5	30,0	34,5							
An	3,0	1,5	8,0							
Q	25,5	27,4	22,1							
Ap	0,5	0,5	0,8							
Ilm	0,4	0,2	0,6							
c	3,3	3,8	2,7							
Mt	0,5	0,6	0,4							
En	1,6	1,6	3,4							
Fs	2,2	1,4	5,0							

*) Weinsberger Granit, Stbr. Korninger, Naarntal, knapp außerhalb des Kartenblattes.

Literaturverzeichnis

a) Kristallines Grundgebirge

- ANDRITZKY, G. (1962): Die Anatexis im Regensburger Wald. — N. Jb. Miner. Abh. 99, 1, 1962.
- ASBÖCK, J. (1938): Aufnahmen und Beobachtungen im kristallinen Grundgebirge um Leonfelden. — Verh. Geol. B.-A., 1938.
- BAYBERGER, F. (1886): Geographische und geologische Studien aus dem Böhmerwalde. — Peterm. geogr. Mitt. Ergheft. 81.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1964): Geologische Karte von Bayern 1:500.000, 2. Aufl., München, 1964.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:500.000, 2. Aufl., München, 1964.
- BEDERKE, E. (1956): Das Alter des Moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rundsch. 45, 1956.
- BENEŠ, K. (1962): Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhmisches Masse. — Krystallinikum 1.
- BERTHOLDI, G. (1960): Übersichtsaufnahme Blatt 12/Passau 1:50.000. — Verh. Geol. B.-A. 1960.
- BUBNOFF, S. v. (1930): Geologie von Europa, II. Bd., 1. Teil: Kaledoniden und Varisziden. — Berlin 1930.
- BUDAY, T. et al. (1960): Tectonic development of Czechoslovakia. — Praha, 1960.
- CLOOS, H. (1923): Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. — Geol. Rundsch. 14.
- CLOOS, H. (1926): Zur Kritik der Granittektonik. — Zentrbl. Min. Geol. Pal. Abt. B/1926.
- CLOOS, H., BALK, R., CLOOS, E., & SCHOLZ, R. (1927): Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau usw. — Monograph. Geol. Pal., Berlin 1927.
- COMMENDA, H. (1884): Materialien zur Orographie und Geognosie des Mühlviertels. — 42. Jahresber. Mus. Franc.-Carol., Linz.
- COMMENDA, H. (1886): Übersicht der Mineralien Oberösterreichs. — Jahresber. k. k. St. Gymn. Linz 35/1886.
- COMMENDA, H. (1888): Geognostische Aufschlüsse längs der Bahnen im Mühlkreise. — 18. Jahresber. Ver. Natkde O.-Ö., Linz.
- COMMENDA, H. (1900): Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. — 58. Jahresber. Mus. Franc.-Carol., Linz.
- COMMENDA, H. (1904): Übersicht der Mineralien Oberösterreichs. — 33. Jahresber. Ver. Nat. Kde. O.-Ö., Linz.
- DAVIS, G. L., & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rundsch. 52/1.
- DORN, P. (1935): Geologische Studien im Passauer Graphitgneisgebiet. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 87
- DORN, P. (1951): Geologie von Mitteleuropa. — Stuttgart 1951.
- DRESCHER, F. K. (1928): Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Abh. Hess. Geol. L. A., Bd. VIII.
- DRESCHER, F. K. (1930): Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 60, Abt. A.
- DUDEK, A., & FEDIUK, F. (1955): Zur Altersfrage und Metamorphose im barrandiemischen Proterozoikum. — Geologie, 4/1955.
- DUDEK, A., & SUK, M. (1965): Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. Geol. Ges. DDR, Bd. 10, H. 2.
- DUDEK, A., & SUK, M. (1965): The depth relief of the granitoid plutons of the moldanubicum. — N. Jb. Geol. Pal., Abh. 123/1/1965.
- EICHLER, C. V., & HACKL, O. (1919): Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der Geologischen Staatsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1913—1918. — Jahrb. G. St. A. 69/1919.
- EXNER, CH. (1954): Über Muskowit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 4, 1954.
- EXNER, CH. (1961): Über die Lage der B-Achsen in einigen Stöcken von Feinkorngranit des Typus Mauthausen. — Karinthin, F. 42, 1961.
- FABICH, K. (1953): Jahresbericht des chemischen Laboratoriums. — Verh. Geol. B.-A., 1953.

- FABICH, K. (1960): Bericht über Arbeiten des chemischen Laboratoriums im Jahre 1959. — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FABICH, K., & PRODINGER, W. (1962): Bericht über Arbeiten des chemischen Laboratoriums im Jahre 1961. — Verh. Geol. B.-A., 1962.
- FISCHER, G. (1926): Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. — Zentrbl. f. Min. etc., Abt. A/1926.
- FISCHER, G. (1936): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, Mähren und dem Bayerischen Wald. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 1936.
- FISCHER, G. (1937): Die Mineralisation der Glimmerschiefer im kühnischen Gebirge und ihre Beziehungen zu den Gneisen des Bayerischen Waldes. — Fortschr. Min. 1937.
- FISCHER, G. (1938): Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahls. — Jb. Preuß. Geol. L. A., 1959.
- FISCHER, G. (1957): Über das Moldanubikum der bayerischen Oberpfalz. „Der Aufschluß“, 6. Sonderheft.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jahresber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 41.
- FLIESSER, W. (1960): Ein Kersantit-Vorkommen bei Speichmühle (nördlich Linz). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten usw. — Jahrb. Geol. B.-A. 97.
- FRASL, G. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A., 1957.
- FRASL, G. (1958): Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A., 1958.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A., 1959.
- FRASL, G. (1960): Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. — Jahrb. Geol. B.-A. 106/1963.
- FRASL, G., FREH, W., RICHTER, W., & SCHARBERT, H. G. (1965): Exkursion B/I Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau. — Fortschr. Miner. 42, 1, 1965.
- FRENTZEL, A. (1911): Das Passauer Granitmassiv. — Geogn. Jh. München 24/1911.
- FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartzell (13). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FUCHS, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A., 1961.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A., 1962.
- FUCHS, G. (1962 a): Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Rohrbach (14), Eferding (31) und Linz (32). — Verh. Geol. B.-A., 1962.
- FUCHS, G. (1963): Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Wallern (3), Rohrbach (14) und Leonfelden (15). — Verh. Geol. B.-A., 1963.
- FUCHS, G. (1964): Kristallin Mühlviertel und Sauwald, südliche Böhmisches Masse. Exkursion III/4. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/1.
- FUCHS, G. (1965): Bericht 1964 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15). — Verh. Geol. B.-A., 1965.
- GRABER, H. V. (1902): Die Gesteine des oberösterreichischen Mühlviertels und der Cordierit von Linz a. d. Donau. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 21/1902.
- GRABER, H. V. (1926): Das Alter der herzynischen Brüche. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 19/1926.
- GRABER, H. V. (1927): Der herzynische Donaubruch. I. Bericht. — Verh. Geol. B.-A., 1927.
- GRABER, H. V. (1928): Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am herzynischen Donaubruche. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 137/1928.

- GRABER, H. V. (1928 a): Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmisches Grundgebirge im Donautal. Umgebung von Linz. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 20.
- GRABER, H. V. (1929): Die Engelburgite und Redwitzite als Mischformen von Graniten mit Amphiboliten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 22.
- GRABER, H. V. (1929 a): Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge (2). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. 66/1929.
- GRABER, H. V. (1929 b): Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichisch-bayerischen Grundgebirge, Nr. 3. — ebenda.
- GRABER, H. V. (1929 c): Mischgesteine aus dem oberösterreichisch-bayerischen Grundgebirge. — ebenda.
- GRABER, H. V. (1930): Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichisch-südböhmischen Grundgebirge, Nr. 4. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. 67/1930.
- GRABER, H. V. (1931): Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge, Nr. 5. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. 68/1931.
- GRABER, H. V. (1931 a): Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge, Nr. 6. — ebenda.
- GRABER, H. V. (1932): Vergleichende granittektonische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel. — N. Jb. Miner. etc. Abt. A, Beil. Bd. 66.
- GRABER, H. V. (1932 a): Das relative Alter der Porphyrite im südlichen Grundgebirge der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A., 1932.
- GRABER, H. V. (1933): Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rundschau 24.
- GRABER, H. V. (1933 a): Die Intrusionsfolge im südlichen Moldanubischen Grundgebirge. — Zentralbl. Min. Pal., Abt. B, 1933.
- GRABER, H. V. (1936): Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A., 1936.
- GRABER, H. V., † (1956): Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seiner weiteren Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49. Bd.
- GRILL, R., & WALDMANN, L. (1950): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Fests. Jb. Geol. B.-A., 94, 1949—51.
- GRUBER, F. H. (1927): Ein Beitrag zur Erdgeschichte und Gesteinskunde der Umgebung von Linz. — Jahr.-Ber. d. Bd. Realsch. Linz 1926/27.
- GRUBER, F. H. (1930): Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 1930.
- GRUBER, F. H. (1934): Das Grundgebirge in Oberösterreich. — Mitt. Erdkd. Linz, 1934, H. 3, 4, 6, 8, 10, 12.
- GÜMBEL, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. Gotha, 1868.
- GÜMBEL, C. W. (1894): Geologie von Bayern II. — Cassel, 1894.
- HANDMANN, R. (1902): Über ein Vorkommen von Cordierit und Sillimanit bei Linz in Oberösterreich. — Verh. Geol. R.-A., 1902.
- HANDMANN, R. (1904): Das Vorkommen von Cordierit und Cordieritgesteinen bei Linz und ein Vergleich mit den diesbezüglichen Vorkommen im Bayerischen Walde usw. — 62. Jahresber. Mus. Franc.-Carol., Linz.
- HANDMANN, R. (1906): Mineralogisch-petrographische Mitteilungen über einige Gesteine Oberösterreichs. — 64. Jahresber. Mus. Franc.-Carol., Linz.
- HAUER, F. v. (1857): Geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 25/1857.
- HAUER, F. v. (1869): Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt I und II: Böhmen. — Jb. Geol. R.-A. 19/1869.
- HÄUSLER, H. (1953): Geologischer Bericht über die Horizontalbohrung Jochenstein. Mit einer Geologischen Karte von G. MÜLLER, T. EGGER & H. HOLZER. — Unveröffentlichtes Manuskript.

- HEGEMANN, F. (1931): Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Diorit-Gebiet von Roßbach-Oberpfalz. — N. Jb. Min. etc. Bl. Bd. 62, Abt. A.
- HEGEMANN, F. (1932): Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — N. Jb. Min. etc. Bl. Bd. 65, Abt. A.
- HEGEMANN, F. (1932 a): Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genese dieser Gesteine. — N. Jb. Min. etc. Bl. Bd. 63, Abt. A.
- HEGEMANN, F. (1937): Über Migmatitstockwerke des Bayerischen Waldes. — Fortschr. Min. Krist. Petr. 21.
- HOCHSTETTER, F. (1854): Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. — Jahrb Geol. R.-A. 5/1854.
- HOCHSTETTER, F. (1855): Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. — Jahrb. Geol. R.-A. 6/1855.
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. — Geol. Rundsch., Bd. 52.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., 1964.
- HORNINGER, G. (1936): Der Schärldinger Granit. — Tscherm. Mitt. 47.
- JÄGER, E. (1953): Der Chemismus der Mischgesteine von Landshaag (O.-Ö.). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, 77—80.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N., & SCHROLL, E. (1965): Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausener Granit). — Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 10, H. 1—4 (1965).
- KAISER, E. (1922): Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätte. — Geol. Rundsch., Bd. 13.
- KIESLINGER, A. (1953): Die Steinbrüche entlang der Donau von Passau bis Hainburg. — Montan-Ztg. 69, H. 5.
- KOBER, L. (1927): Das alpin-variszische Orogen. — Centrbl. f. Min. etc. Abt. B, 1927.
- KOBER, L. (1928): Der Bau der Erde (2. Aufl.). — Berlin 1928.
- KOBER, L. (1928 a): Versuch einer Auflösung des alpin-variszischen Baues. — Zentrbl. f. Min. etc. Abt. B, 1928
- KOBER, L. (1942): Tektonische Geologie. — Berlin 1942.
- KOCH, G. A. (1896): Der geologische Untergrund des projektierten Donau-Moldau-Elbe-Canales zwischen Budweis in Böhmen und Untermühl bei Neuhaus in Oberösterreich. — Denkschr. F. Pöschl, Wien 1896.
- KOCH, G. A. (1901): Geologische Begutachtung von neuen Varianten eines Donau-Moldau-Elbe-Canales mit eventueller Einschaltung einer Schiffsbahn zwischen Linz-Urfahr und Budweis. — Ebenda, Nachtrag II, Wien, 1901.
- KODYM, O., jun. (1966): Moldanubicum. — In: Regional geology of Czechoslovakia. Prague, 1966.
- KÖHLER, A. (1924): Einige Bemerkungen über „Pfählschiefer“ aus dem niederösterreichischen Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., 1924.
- KÖHLER, A. (1926): Petrographische Notizen aus dem Bayerischen Walde. — Tscherm. Mitt. 37.
- KÖHLER, A. (1931): Geologisch-petrographische Untersuchungen an Tiefengesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 66.
- KÖHLER, A. (1931): Geologisch-petrographische Untersuchungen an Tiefengesteinen des niederösterreichischen Waldviertels, II. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 68.
- KÖHLER, A. (1931 a): Der monzonitische Quarz-Glimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 140/1931.
- KÖHLER, A. (1931 b): Der Granit „Typus Eisgarn“ aus dem nordwestlichen Waldviertel. — Sitzber. d. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 140/1931.
- KÖHLER, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete I. — Fortschr. Min. Krist. Petr., Bd. 25, 1941.
- KÖHLER, A. (1948): Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. — Tscherm. Mitt., N. F. 1/1948.
- KÖHLER, A. (1948 a): Zur Entstehung der Granite der südböhmischen Masse. — Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 1/1948.

- KÖHLER, A., & EXNER, CH. (1954): Bemerkungen zu einigen chemischen Analysen von Mischgesteinen aus der südböhmischen Masse. — Verh. Geol. B.-A., 1954, H. 4.
- KÖHLER, A., & FREH, W. (1934): Geologisch-petrographische Untersuchungen an Erstarrungsgesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete, III. Bericht. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 71/1934.
- KÖHLER, A., & HEGEDÜS, M. (1938): Zwei neue Analysen von Waldviertelgesteinen (Granit Typus Eisgarn und Kersantit). — Verh. Geol. B.-A., 1938.
- KÖHLER, A., & MARCHET, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. — Fortschr. Min. Krist. Petr. 25/1941.
- KÖLBL, L. (1927): Der Südrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rundsch. 18.
- KÖLBL, L., & BEURLE, G. (1925): Geologische Untersuchungen der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. — Jb. Geol. B.-A. 75/1925.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L. A. 1/1927.
- KRAUS, G. (1962): Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. — N. Jb. Min. Abh. 97/1962.
- KÜPPER, H. (1960): Erläuterung zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53/1960.
- KÜPPER, H. (1965): Quasikraton und Orthogeosynklinale. — Eclog. geol. Helv. Vol. 58, Nr. 1.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — Tschem. Mitt., 3. F., Bd. 9, 1965.
- KURZWEIL, H. (1960): Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16 (Freistadt). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- KURZWEIL, H. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt 16 (Freistadt). — Verh. Geol. B.-A., 1961.
- LECHLEITNER, H. (1898): Mineralogisch-petrographische Mitteilungen aus dem Mühlviertel. — 56. Jahresber. Mus. Franc.-Carol., Linz.
- LINCK, G. (1914): Über Eozoon und die Ophicalcite. — Chemie der Erde 1.
- LIPOLD, M. V. (1852): Die krystallinischen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich von der Donau. — Jb. Geol. R.-A. 3/1852.
- MAROSCHEK, E. F. (1931): Beiträge zur Kenntnis des Granits von Mauthausen in Oberösterreich. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. 68/1931.
- MAROSCHEK, E. F. (1933): Beiträge zur Kenntnis des Granits von Mauthausen in Oberösterreich. Tschem. Mitt. 43/1933.
- MAROSCHEK, E. F. (1933 a): Untersuchungen über das Grob- und Feingefüge an Massengesteinen (mit besonderer Berücksichtigung des Mauthausener Granits). — Tschem. Mitt. 44/1933.
- MASKA, M., & ZOUBEK, V. (1960): Variscian structural territorial units of the Czech massif and their development. — In: Tectonic development of Czechoslovakia, Praha, 1960.
- MAUCHER, A. (1936): Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Chemie der Erde 10/1936.
- MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — Fortschr. Miner. 37, 2, 1959.
- MEIXNER, H. (1939): Die Minerallagerstätten längs der Donau von den Quellen bis zur Mündung. — In: Wissenschaftl. Donauführer (Herausg. V. Pietschmann), Wien 1939.
- MÜLLBAUER, F. (1929): Mineralklüfte bei Passau in Bayern. — Centrbl. Min. Geol. Pal. A/1929.
- NEMINAR, E. (1875): Ein neuer Fundort von Beryll. — Jb. Geol. R.-A., 25.
- OCHOTZKY, H., & SANDKÜHLER, B. (1914): Zur Frage der Entstehung des Pfahles im Bayerischen Walde. — Centrbl. Min. Geol. Pal., 1914.
- OSANN, A. (1923): Über Titanitfleckengranite. — N. Jb. Min. etc., Bl. Bd. 48.
- OSTADAL, R. (1931): Zur Intrusionsfolge im westlichen Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., 1931.
- PAULITSCH, P. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A., 1957.
- PAULITSCH, P. (1958): Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A., 1958.
- PAULITSCH, P. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A., 1959.

- PAULITSCH, P. (1960): Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- PETERS, C. (1852): Bericht über die Arbeiten der Section V. Jb. Geol. R.-A. 3/1852, H. 4.
- PETERS, C. (1853): Die krystallinischen Schiefer und Massengesteine im nordwestlichen Theile von Oberösterreich. — Jb. Geol. R.-A. 4/1853, H. 2.
- PETRASCHECK, W. (1937): Lagerstätten nutzbarer Minerale, Steine und Erden in Österreich. — Zeitschr. Berg-Hütten- und Salin., 85, 1937.
- PREY, S. (1939): Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hohenfurt-Rohrbach. — Verh. Zwst. Wien, Reichsst. Bodf. 1939.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. — Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 10, H. 1—4 (1965).
- SCHADLER, J. (1936): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. — Verh. Geol. B.-A., 1936.
- SCHADLER, J. (1937): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. — Verh. Geol. B.-A., 1937.
- SCHADLER, J. (1938): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. — Verh. Geol. B.-A., 1938.
- SCHADLER, J. (1939): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. — Verh. Zweigst. Wien, Reichsst. Bod. Forsch. 1939.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1 : 75.000. Blatt Linz-Eferding. — Geol. B.-A. Wien, 1952.
- SCHADLER, J. (1953): Bodenrohstoffe. — Linz 1953.
- SCHARBERT, H. (1955): Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — Tscherm. Mitt., 3. F., 5/1955.
- SCHARBERT, H. G. (1957): Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel westlich der Rodelstörung. — N. Jb. Min. etc. Abh., 90.
- SCHARBERT, S. (1966): Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granites im niederösterreichischen Waldviertel. — Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. XI, H. 3—4.
- SCHARIZER, R. (1880): Mineralogische Beobachtungen, I. Vorkommen von Razumowskin und Beryll im Gebiete von Freistadt in Oberösterreich. — Jb. Geol. R.-A. 30/1880.
- SCHOLZ, A. (1924): Untersuchung über Mineralführung und Mineralparagenese der Bayerischen Pegmatite. — Ber. Nat. Ver. Regensburg 17/1924.
- SCHREYER, W. (1957): Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rundsch. 46/2, 1957.
- SCHREYER, W. (1961): Aufbau, Entstehungsgeschichte und geologische Bedeutung des Natternerberges bei Deggendorf a. d. Donau. — Geol. Blätt. N.O.-Bayerns, Bd. 11, 1961.
- SCHRÖCKE, H. (1955): Petrotektonische Untersuchungen des Cordieritgneisgebietes in Bodenmais im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. — Heidelb. Beitr. Min. Petr. 4, 1955.
- SETTMACHER, O. (1951): Die Mineralien und Gesteine der Passauer Graphitlagerstätten. — Der Aufschluß 2/1951.
- STADLER, J. (1925): Geologie der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh. München 38, 1925.
- STILLE, H. (1948): Die assyntische Ära. — Zeitschr. D. G. G. 98, 1948.
- STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Bh. Geol. Jb., Bd. 2/1951.
- STILLE, H. (1955): Das Verteilungsbild der assyntischen Faltungen. — Geologie 4, 1955.
- STRUNZ, H. (1953): Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. — Regensburg 1953.
- SUOSS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: Bau und Bild Österreichs, Wien 1903.
- SUOSS, F. E. (1925): Bericht über eine geologische Exkursion nach Hautzenberg. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 134/1925.
- SUOSS, F. E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Berlin 1926.
- SUOSS, F. E. (1938): Bausteine zu einem System der Tektogenese. II. Zum Bewegungsbilde des älteren Mitteleuropas etc. — Fortschr. Geol. Pal., Bd. 13, H. 43/1938.

- SUK, M. (1963): Nové názory rakouských geologů na petrogenezi hornin moldanubika v Mühlviertlu a Sauwaldu. — Věstn. Ú. Ú. G., roč. 38.
- SVOBODA et al. (1966): Regional geology of Czechoslovakia. — Prague 1966.
- TECTONIC DEVELOPMENT OF CZECHOSLOVAKIA, Collected Papers. — Praha 1960.
- THIELE, O. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartszell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. B.-A., 1961.
- THIELE, O. (1961 a): Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartszell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). — Verh. Geol. B.-A., 1961.
- THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1962.
- THIELE, O. (1963): Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding und Neumarkt i. H. (29 und 30). — Verh. Geol. B.-A., 1963.
- THIELE, O. (1968): Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Freiberg. Forschungsh. (in Druck).
- TILL, A. (1913): Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartszell. — Verh. Geol. R.-A., 1913.
- TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Geol. Bav. 52/1964.
- TROLL, G. (1967): Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. — Geol. Bav. Nr. 58/1967.
- TROLL, G. (1967): Die Winzergesteine am Donaurandbruch. — Geol. Bav. Nr. 58/1967.
- TROLL, G. (1967): Der Arber-Kaitersberg-Zug. — Geol. Bav. Nr. 58/1967.
- TURNER, F. J., & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. 2. Ed. — New York 1960.
- VOHRZYKA, K. u. E. (1960): Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A., 1960.
- VOHRZYKA, K. u. E. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. — Verh. Geol. B. A., 1961.
- VOHRZYKA, K. (1962): Bericht über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (14). — Verh. Geol. B.-A., 1962.
- VÖLGER, K. (1958): Anatexis im Vorderen Bayerischen Wald. — Acta Alb. Ratisbon. 22.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum Bayern. — Beih. Geol. Jb., H. 42/1960.
- WALDMANN, L. (1926): Kristalline Gesteine von Hautzenberg im Bayerischen Wald. — Tscherm. Mitt. 37/1926.
- WALDMANN, L. (1927): Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1927.
- WALDMANN, L. (1930): Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., No. 17.
- WALDMANN, L. (1930 a): Aufnahmsbericht über Blatt Gmünd-Litschau (4454). — Verh. Geol. B.-A. 1930.
- WALDMANN, L. (1932): Über die Glimmerschieferzone Südböhmens. — Tscherm. Mitt. 42.
- WALDMANN, L. (1937): Über Begehungen im Raume der Blätter Freistadt, Zwettl und Ottenschlag. — Verh. Geol. B.-A., 1937.
- WALDMANN, L. (1939): Bericht über Begehungen auf den Blättern Hollabrunn, Horn, Krems, St. Pölten, Ybbs, Enns-Steyr, Kaplitz-Freistadt und Krumau-Wallern. — Verh. Zw. Wien, R.-St. Bod. F. 1939.
- WALDMANN, L. (1939 a): Hermann Veit Graber †. — Ebenda, 1939.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: Geologie von Österreich (F. X. Schaffer), 2. Aufl., Wien 1951.
- WALDMANN, L. (1953): Das Lebenswerk von Franz Eduard Suesß. — Jb. Geol. B.-A. 96/1953.
- WALT (1847): Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebungen von Passau und des Bayerischen Waldes oder des Böhmergebirges. — Korr.-Bl. zool.-min. Ver. Regensburg 1847.
- WALT (1853): Passau und seine Umgebung. — Passau 1853.
- WASSNER, L.: Das Donautal zwischen Pleinsting-Passau-Aschach. Eine geologische Skizze. — 18. Jahresber. naturwiss. Ver. Passau f. 1898—1900.

- WIESENER, H. (1966): Die Beziehungen der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. — *Tscherm. Mitt.*, Bd. XI H. 3—4/1966.
- WIESER, F. (1942): Die Kristalline Umrahmung des Gallneukirchner Beckens. — *Diss. Univ. Graz* 1942.
- WINEBERGER, L. (1851): Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges und Neuburger Waldes. — *Passau* 1851.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. — *Berlin* 1965.
- WURM, A. (1966): Zur Frage älterer versteifter Kristallinmassive im variskischen Gebirge Mitteleuropas. — *N. Jb. Geol. Pal. Mh.* 6/1966.
- ZAPLETAL, K. (1928): Zur Geologie der böhmischen Masse. — *Geol. Rundsch.* 19/1928.
- ZEPHAROVICH, V. v. (1893): Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. III. — *Wien* 1893.
- ZIRKL, E. (1960): Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt, O.-Ö. — *Verh. Geol. B.-A.* 1960.
- ZIRKL, E. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt, O.-Ö. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1961.
- ZOUBEK, V. (1948): Remarks on the geology of the crystallinum of the Bohemian Mass. — *Sbornik St. Geol. Ust. CSR*, 15, Praha.
- ZWICKER, W. (1953): Beitrag zur Kenntnis moldanubischer Ganggesteine. — *Tscherm. Mitt.*, 3. F., Bd. 3.

b) Tertiär, Quartär, Morphologie

- ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. — *Jb. Geol. R.-A. Wien*, 53, Wien.
- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 50, Wien.
- ABERER, F. (1960): Das Miozän der westlichen Molassezone Osterreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 52, Wien.
- ABERER, F. (1962): Bau der Molassezone östlich der Salzach. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, Hannover, H. 2—3.
- BAYBERGER, F. (1886): Geographische und geologische Studien aus dem Böhmerwalde. — *Peterm. Geogr. Mitt. Ergh.*, 81, Gotha.
- BRAUMÜLLER, E. (1961): Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — *Erdöl-Zeitschr.*, 77, Wien-Hamburg, H. 11.
- BSTEH, F. (1940): Die Morphologie des Donaugebietes zwischen Passau und Aschach. — *Geogr. Jber. Österr.*, 20, Wien.
- BÜRGEL, H. (1949): Der Untergrund der Molasse im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet. — *Jb. Geol. B.-A. Wien*, 93, Wien.
- COMMENDA, H. (1887): Linz und seine Umgebung. — *Festgabe Sect. Linz d. Ö. A. V.*, 2. Auflage: Heimatgaue Linz, 1923.
- COMMENDA, H. (1888): Geognostische Aufschlüsse längs der Bahnen im Mühlkreise. — *Jber. Ver. f. Naturkunde in Österr. ob der Enns zu Linz*, 18, Linz.
- COMMENDA, H. (1899): Zur Geognosie Oberösterreichs. — 57. *Jber. Mus. Franco-Carol.*, Linz.
- EHRlich, C. (1851): Bericht über Arbeiten der Section III. — *Jb. Geol. R.-A. Wien*, 2, Wien.
- FINK, J. (1961): Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 53, Wien.
- FINK, J. (1962): Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 54, Wien.
- FINK, J. (1966): Die Paläogeographie der Donau. — *Limnologie der Donau*, Liefg. 2, Stuttgart.
- FISCHER, G. (1938): Der Bayerische und Böhmerwald. Die Entwicklung seiner Landschaft in der geologischen Geschichte. — *Jb. Preuss. geol. L. A.*, 59, Berlin.
- FISCHER, H. (1965): Geomorphologie des unteren Mühlviertels im Einzugsgebiet der Naarn. — *Geogr. Jber. Österr.*, 30, Wien.

- FUCHS, W. (1963): Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- FUCHS, W. (1964): Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- FUCHS, W. (1964 a): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Verh. Geol. B.-A. Wien, H. 2.
- FUCHS, W. (1965): Bericht 1964 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- FUCHS, W. (1966): Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- GÖTZINGER, G. (1938): Das Quartär im österr. Alpenvorland. — Verh. III. Intern. Quartär-Konferenz in Wien 1936.
- GÖTZINGER, G., & SCHADLER, J. (1934): Ein neues Bergteervorkommen (Daxberg bei Eferding). — Bohrtechn. Ztg., 52, H. 15/16.
- GRABER, H. V. (1902): Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — Peterm. geogr. Mitt., 48, Gotha.
- GRABER, H. V. (1902 a): Die Tektonik des südlichen Böhmerwaldes. — Verh. D. Nat.-Forsch. u. Ärzte, 74, Karlsbad-Leipzig, II/1.
- GRABER, H. V. (1903): Geographisch-Geologisches aus dem oberösterreichischen Donautale. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 46, Wien.
- GRILL, R. (1937): Das Oligozänbecken von Gallneukirchen bei Linz und seine Nachbargebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 28, Wien.
- GRILL, R. (1954): Aufnahmen 1953 auf Blatt Wels (49). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- GRILL, R., & WALDMANN, L. (1950): Alpenexkursion I. Alpenvorland und Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft A.
- GRILL, R., & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 94, Wien.
- GRUBER, F. H. (1935): Beiträge zur Geomorphologie Oberösterreichs. — Mitt. Erdkunde, Linz.
- HAGN, H. (1960): Die Gliederung der bayerischen Miozän-Molasse mit Hilfe von Kleinforaminiferen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, Wien.
- HOERNES, R. (1875): Die Fauna des Schliers von Otttang. — Jb. Geol. R.-A. Wien, 25, Wien.
- HOERNES, R. (1903): Bau und Bild der Ebenen Österreichs; aus: Bau und Bild Österreichs, Wien-Leipzig.
- HOFMANN, E. (1944): Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich, 1. Teil. — Palaeontographica, 88, Stuttgart, Abt. B.
- JANOSCHEK, R. (1959): Oil exploration in the Molasse Basin of western Austria. — Proc. 5th World Petr. Congr., sect. 1, paper 47, New York.
- JANOSCHEK, R. (1961): Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdöl-Zeitschr., 77, Wien-Hamburg.
- KINZL, H. (1926): Durchbruchstäler am Südrand der Böhmisches Masse in Oberösterreich. — Die ostbayer. Grenzmarken, Jg. 15.
- KINZL, H. (1927): Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 77, Wien.
- KINZL, H. (1930): Der Aschachdurchbruch in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- KINZL, H. (1930 a): Flußgeschichte und geomorphologische Untersuchungen über die Feldaistensenke im oberösterreichischen Mühlviertel usw. — Sber. Heidelberger Ak. Wiss. m. n. Kl., 4. Abh.
- KLINGNER, F. E. (1929): Über das Ergebnis einer auf Erdöl angesetzten Kernbohrung bei Winetsham im oberösterreichischen Innkreis. — Montan-Rundschau, 21.
- KLINGNER, F. E. (1929 a): Der Jura in den Tiefbohrungen von Winetsham in Oberösterreich. — Zentralbl. Min. Geol. Pal., Abt. B.
- KLINGNER, F. E. (1929 b): Ein sillitisches Verwitterungsprofil der Jurazeit aus Oberösterreich. — Zeitschr. D. Geol. Ges., 81.

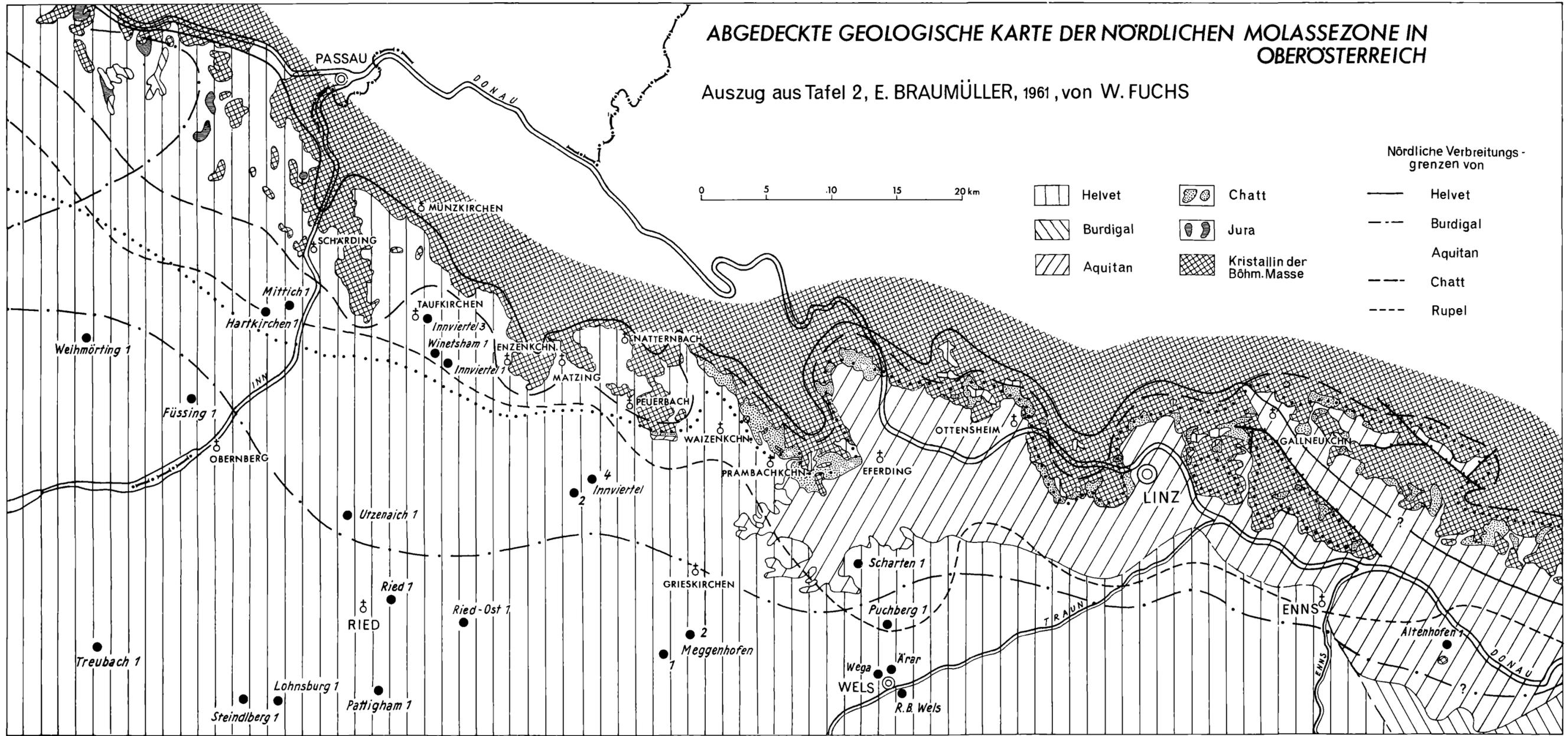
- KLINGNER, F. E. (1931): Das jurassische Siallitprofil von Winetsham in Oberösterreich. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Abt. B, Beil. Bd. 67.
- KLÜPFEL, W. (1928): Die Entstehung der Donau. — Zeitschr. D. Geol. Ges., 80, Monatsber.
- KLÜPFEL, W. (1929): Zur Paläomorphologie des Donaugebietes. — Jber. u. Mitt. Ob. Rhein. Geol. Ver., N. V., 18.
- KOCH, G. A. (1893): Neue Tiefbohrungen auf brennbare Gase im Schlier von Wels, Grieskirchen und Eferding in Oberösterreich. — Verh. Geol. R.-A. Wien.
- KÖNIG, A. (1910): Geologische Beobachtungen in Oberösterreich, III. Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn. — Jber. Mus. Franz.-Carol. in Linz, Linz.
- KOHL, H. (1952): Geomorphologie des mittleren Mühlviertels und des Donautales von Ottensheim bis Mauthausen. — Diss. Univ. Graz.
- KOHL, H. (1953): Der Linzer Wald. Eine geomorphologische Studie. — Jb. o.-ö. Mus. Ver. Linz, 98, Linz.
- KOHL, H. (1955): Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. — Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft D.
- KOHL, H. (1957): Das Kefermarkter Becken. — Oberöstr. Heimatbl., 11, Linz, H. 2.
- KOHL, H. (1967): Zur Altersfrage der Pitzbergsschotter bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- KOHL, H., & SCHILLER, H. (1963): Quartärgeologische Beobachtungen in den tertiären Schottern des Pitzberges bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich). — Jb. o.-ö. Mus. Ver., 108, Linz.
- KRAUS, E. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. — Geogr. Jb., 28, München.
- KREBS, N. (1928): Die Ostalpen und das heutige Österreich. — Stuttgart.
- KRUMBECK, L. (1923): Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- KÜHN, O. (1965): Korallen aus dem Helvetien von Österreich. — Sber. Ak. Wiss., m. n. Kl., Abt. I, 174, Wien, H. 7—10.
- LECHNER, K. (1954): Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1953. — Verh. Geol. B.-A. Wien, H. 1.
- MACHATSCHKE, F. (1955): Das Relief der Erde. — Berlin.
- MARIAN, F. (1926): Aufbau und erdgeschichtliche Entwicklung der Landschaft des Bezirkes Schärding. — Schärding.
- MATZNETTER, J. (1948): Geomorphologische Beobachtungen im südlichen Abschnitt der Donau-Elbe-Wasserscheide. — Jb. o.-ö. Mus. Ver., 93, Linz.
- NEUMAIER, F., BLISSENBACH, E., WITTMANN, D., et al. (1957): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. — Beih. Geol. Jb., 26, Hannover.
- NOVAK, E. (1921): Studien am Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- PAPP, A., & Mitarbeiter (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien, H. 1—2.
- PENCK, A., BÖHM, A., & RODLER, A. (1887): Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. — Ztschr. D. Geol. Ges., 39.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter I. — Leipzig.
- PETERS, C. (1852): Bericht über die Arbeiten der Section 5. — Jb. Geol. R.-A. Wien, 3, Wien, H. 4.
- PETERS, C. (1876): Die Donau und ihr Gebiet. — Int. wiss. Bibl., 19.
- PETERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum, 32, Wien.
- PETRASCHECK, W. (1922): Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. — Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 11.
- PETRASCHECK, W. (1922 ff.): Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — I, Wien 1922 bis 1924, II, Kattowitz 1926 bis 1929.
- PETRASCHECK, W. (1924): Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innkreis und das dortige Erdölvorkommen. — Berg. u. Hüttenm. Jb. 72.

- PIA, J. (1939): Zur geologischen Geschichte des Donautales. — Wiss. Donauführer, herausgeg. von V. Pietschmann, Wien.
- PIA, J., & SICKENBERG, O. (1934): Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. — Denkschr. Nat. Hist. Mus. Wien, 4, Wien.
- PIPPAN, T. (1955): Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. — Sber. Ak. Wiss., m. n. Kl., Abt. I, 164, Wien.
- PUFFER, L. (1910): Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. — Geogr. Jber. Österr., 8, Wien.
- RATHSBURG, A. (1928): Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. — 22. Ber. naturwiss. Ges. Chemnitz.
- RATHSBURG, A. (1929): Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. — Mitt. Ver. Erdkd. Dresden.
- RATHSBURG, A. (1937): Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung in den deutschen Mittelgebirgen. — Zeitschr. f. Erdkunde, 5.
- ROHRHOFER, J. (1938): Die eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorlande zwischen Traun und Enns. — Mitt. Erdkd., 7, H. 5—12.
- SCHADLER, J. (1932): Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J. (1932 a): Aufragung des kristallinen Grundgebirges im Schliergebiet zwischen St. Valentin und Strengberg. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J. (1934): Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J. (1934 a): Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 45.
- SCHADLER, J. (1936—39): Berichte über die geologische Aufnahme des Blattes Linz—Eferding. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J. (1945): Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Linz—Eferding, Wien.
- SCHADLER, J. (1966): Geol. Karte von Linz und Umgebung, 1 : 50.000. — Magistrat Linz.
- SCHAFFER, F. X., & GRILL, R. (1951): Die Molassezone; in: Geologie von Österreich (F. X. SCHAFFER), Wien.
- SCHUBERT, R. J. (1903): Die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. — Jb. Geol. R.-A. Wien, 53, Wien.
- SCHULTZ, O., & STEININGER, F. (1968): Die Selachierfauna (*Pisces, Elasmobranchii*) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. — Naturkd. Jb. Stadt Linz, Linz (im Druck).
- SCHULZ, H. (1926): Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorlande. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Abt. B, Beil. Bd. 54.
- SICKENBERG, O. (1934): Die ersten Reste von Landsäugetieren aus den Linzer Sanden. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SIEBER, R. (1953): Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sber. Ak. Wiss., m. n. Kl., Abt. I, 162, Wien, H. 5.
- SIEBER, R. (1953 a): Die Fossilführung der Molasse in Oberösterreich und Salzburg. — Erdöl-Ztg., 69, Wien, H. 5.
- SPENGLER, E. (1939): Über die karbonische Abtragung im Bereich der Böhmisches Masse. — Lotos 87, Prag.
- SPILLMANN, F. (1959): Die Sirenen aus dem Oligozän des Linzer Beckens, Oberösterreich, mit Ausführungen über „Ostrosklerose“ und „Pachyostose“. — Denkschr. Ak. Wiss., m. n. Kl., 110, Wien.
- STADLER, J. (1912): Der Löss und sein Vorkommen um Passau. — Ber. nat. wiss. Ver. Passau, 22, Passau.
- STADLER, J. (1925): Geologie der Umgebung von Passau. — Geogr. Jh. München, 38.
- STEININGER, F. (1966): Über eine Fossilienammlung aus dem Stadtbereich von Linz. — Naturkd. Jb. Stadt Linz, Linz.

- STUR, D. (1855): Über die Ablagerungen des Neogen (Miocen und Pliocen), Dilluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen. — Sber. Ak. Wiss., m. n. Kl., 16, Wien.
- SUËSS, E. (1863): Über den Lauf der Donau. — Österr. Revue, 4.
- SUËSS, F. E. (1891): Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. — Annal. Nat. Hist. Mus. Wien, 6, Wien.
- THENIUS, E. (1960): Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- THIELE, O. (1962): Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Passau (12), Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- TIETZE, E. (1882): Einige Bemerkungen über die Bildung von Quertälern. — Jb. Geol. R.-A. Wien, 32, Wien.
- TILL, A. (1913): Exkursionsbericht über das oberösterreichische Innviertel, II. — Verh. Geol. R.-A. Wien.
- WEITHOFER, K. A. (1889): *Tapir* und *Nautilus* aus oberösterreichischen Tertiärablagerungen. — Verh. Geol. R.-A. Wien.
- WEITHOFER, K. A. (1937): Die Fortsetzung der bayerischen Oligozän-Molasse in Ober- und Niederösterreich. — Zentralbl. Min., Abt. B.
- WIEBOLS, J. (1939): Aufnahmebericht für 1938. Das Tertiär westlich Linz. — Verh. Zwgstelle RA f. Bodenforsch., Wien.
- WOLETZ, G. (1958): Die Schwermineral-Analyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — Verh. Geol. B.-A. Wien.
- ZÖTTL, J. (1951): Großformung und Talgeschichte im Gebiete der Waldaist. — Jb. o.-ö. Mus. Ver., 96, Linz.

ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE DER NÖRDLICHEN MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH

Auszug aus Tafel 2, E. BRAUMÜLLER, 1961, von W. FUCHS



Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, 1968.